

大間原子力発電所審査資料	
資料番号	OM1-CA161-R00
提出年月日	2022年1月13日

## 大間原子力発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち内陸地殻内地震について

(コメント回答 その1)

2022年1月

電源開発株式会社

# 大間原子力発電所

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち

内陸地殻内地震について

(コメント回答 その1)

2022年1月13日

電源開発株式会社

○「第615回審査会合」及び「第646回審査会合」での資料の誤りに関わる対応を踏まえ、本資料にて過去の審査会合資料を引用する際の注記を下記のとおりとする。

・右上の注記

再掲：過去の審査会合資料を、そのまま引用する場合

一部修正：過去の審査会合資料の内容を、一部修正する場合

誤りを修正：過去の審査会合資料の誤りを、正しい記載とする場合

・左下の注記

修正した誤りの内容を記載（誤りの修正がある場合）

○「大間原子力発電所 設置変更許可申請書添付書類六「5. 地震」における記載の誤りの原因と再発防止対策について（第983回審査会合 資料2-1）」にて説明した誤りに該当する記載がある場合、該当ページの左下に、該当する誤りの項目①～⑤を注記する。

# 指摘事項

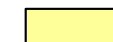
- 本資料では、内陸地殻内地震の評価に係る下表の指摘事項について回答する。

本資料でご説明

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S4-5	F-14断層による地震	第1013回会合 (2021.11.5)	地震発生層の下端深さを設定するにあたり、微小地震の発生状況や他の検討項目について、近隣サイトの審査知見と比較しても大間付近に地域性があるとは考えられないため再度検討すること。	本編資料3.1節 P.13～P.20
S4-6	F-14断層による地震	第1013回会合 (2021.11.5)	F-14断層について、敷地における地震動評価に大きな影響を与える支配的なパラメータについて分析した上で、基本ケース及び不確かさケースを再整理し説明すること。 具体的には、地表断層を中心に均等配置した震源モデルを基本ケースとし、認識論的不確かさとして断層位置、断層傾斜角、短周期レベル、偶然的不確かさとしてアスペリティ位置を考慮するとともに、各々の不確かさの影響を分析した上で、認識論的不確かさの短周期レベルと偶然的不確かさのアスペリティ位置の重畳が考えられる。	本編資料3.2節 P.24, P.26～P.32, P.34～P.36 本編資料3.4節 P.41～P.61
S4-7	奥尻三連動による地震	第1013回会合 (2021.11.5)	奥尻三連動の震源断層を設定するにあたり、地震モーメントの設定に用いている国交省ほか(2014)は津波評価のため作成されたスケーリング則であり地震動評価に適用できるか疑問であり、また微視的パラメータとの整合が取れていない。国交省ほか(2014)を用いるのであれば、長大な活断層に適用できるスケーリング則に関する知見を整理のうえ、その妥当性を説明すること。	本編資料4.2節 P.77, P.79～P.81, P.88～P.92 補足説明資料 4章 P.10～P.12 補足説明資料 5章 P.13, P.14
S4-8	奥尻三連動による地震	第1013回会合 (2021.11.5)	奥尻三連動の不確かさに関して、アスペリティ位置と敷地における地震動評価との影響分析を行うこと。また、断層上端に破壊開始点を設定している理由を記載すると共に、破壊開始点を複数設定したケースも検討すること。更に、長大断層であることを踏まえ、破壊伝播速度について宮腰ほか(2003)の知見を踏まえた検討も行うこと。	本編資料4.2節 P.82～P.87, P.92 本編資料4.4節 P.99～P.111
S4-9	隆起再現断層による地震	第1013回会合 (2021.11.5)	隆起再現断層の隆起域再現性評価の地殻変動計算に、Okada(1992)の方法を用いているが、Mansinha and Smylie等の知見を用いた事例もある。手法の違いによる地殻変動量の差異の有無、及び地震に伴う地殻変動を説明するために行われた数値シミュレーションの事例を説明すること。	次回以降ご説明

# 指摘事項

- 本資料では、内陸地殻内地震の評価に係る下表の指摘事項について回答する。

 本資料でご説明

No.	項目	指摘時期	コメント内容	該当箇所
S4-10	隆起再現断層による地震	第1013回会合 (2021.11.5)	隆起再現断層の震源モデルの設定について、地質的に設定した地表トレース3条、補完的に設定した地表トレース2条に対して、例えば断層位置、傾斜角、アスペリティ位置といったパラメータが隆起再現性に及ぼす影響度や傾向を分析して図示するなど、隆起が説明できる領域について、代表性・網羅性の観点から妥当性を説明すること。	次回以降ご説明
S4-11	隆起再現断層による地震	第1013回会合 (2021.11.5)	隆起再現断層の隆起域再現性の評価基準に関して、「規模・配置の再現性」の評価基準1と、「隆起速度分布の再現性」の評価基準2に対する重み付けの考え方、評価基準の閾値の考え方を説明すること。	次回以降ご説明
S4-12	隆起再現断層による地震	第1013回会合 (2021.11.5)	今回提示された隆起再現断層の地震動評価結果に関して、西部断層のアスペリティと東部断層のアスペリティの敷地における地震動評価に対する寄与率を提示すること。	次回以降ご説明
S4-13	標準応答スペクトル	第1013回会合 (2021.11.5)	標準応答スペクトルに基づく地震動について、内陸地殻内地震とともに審議するので説明すること。	「震源を特定せず策定する地震動のうち標準応答スペクトルを考慮した地震動の評価について」でご説明

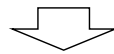
# はじめに

## 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち本資料の説明範囲

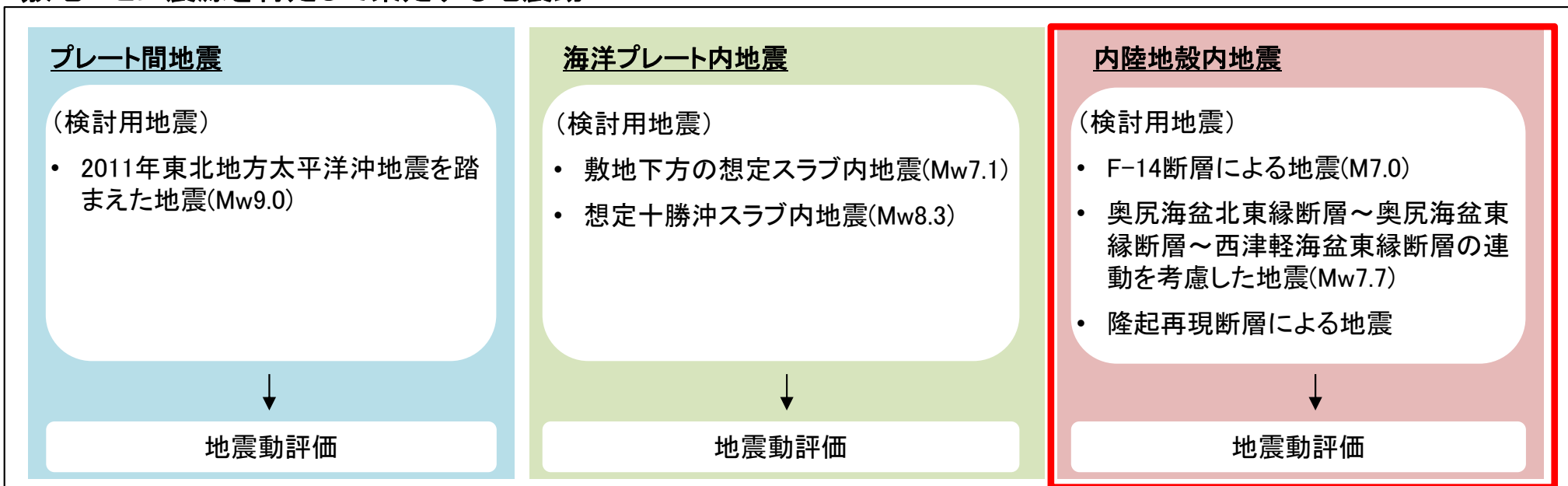
- 本資料では、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうち、内陸地殻内地震について説明する。

### 敷地周辺の地震発生状況

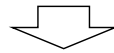
- 敷地周辺のプレートテクトニクス
- 敷地周辺の地震活動
- 敷地周辺における主な被害地震
- 敷地における揺れが震度5弱程度以上であると推定される地震



### 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動



**本資料の説明範囲**  
(隆起再現断層による地震は除く)



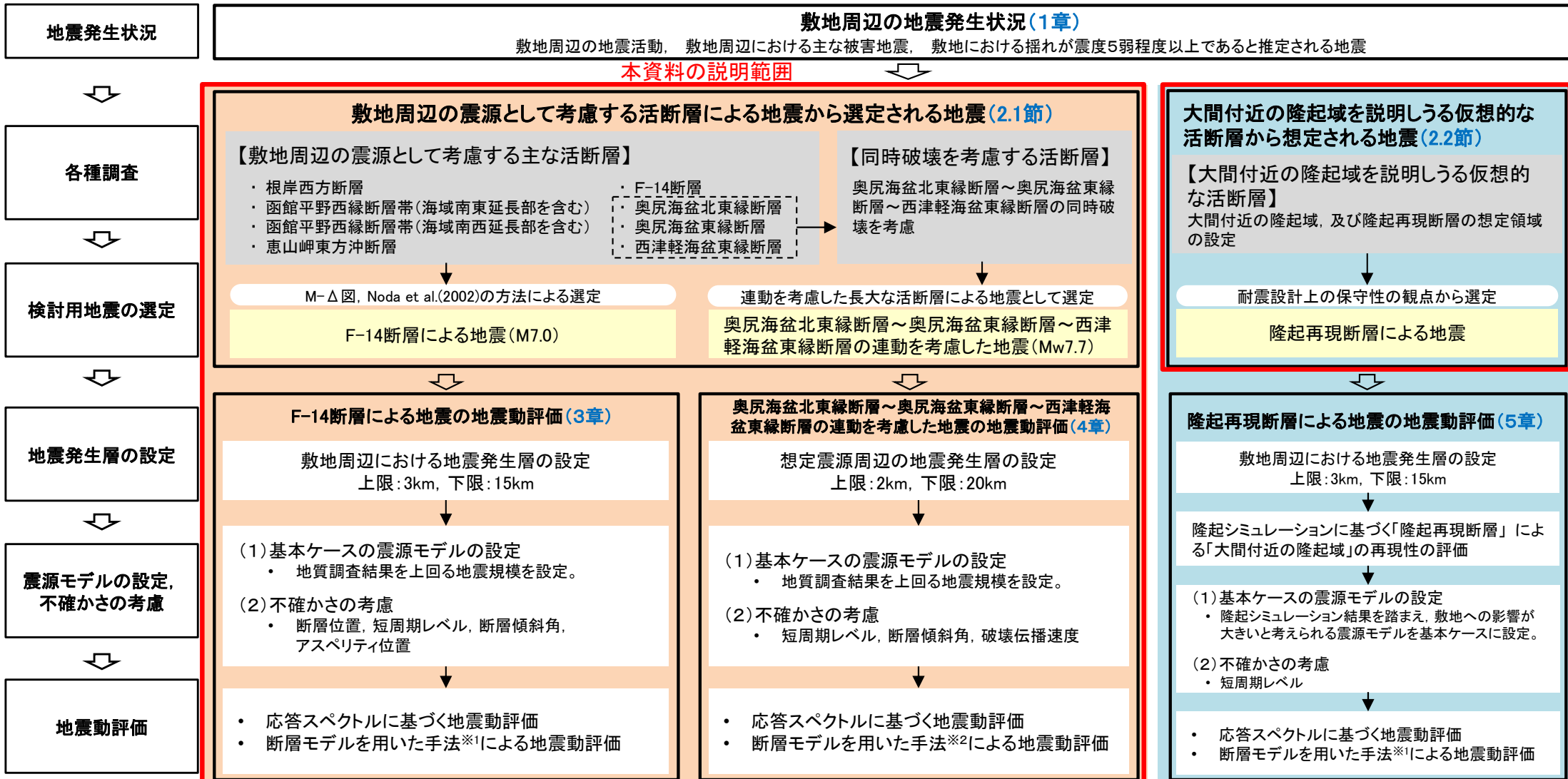
### まとめ

- 検討用地震の地震動評価結果一覧

# 検討用地震の選定及び地震動評価の流れ



- ・ 内陸地殻内地震の地震動評価フローを示す。
- ・ 検討用地震として、敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震に加え、大間付近の隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震を選定する。
- ・ 大間付近の隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震は、広域的な隆起のうち敷地に近い大間付近に仮想的な隆起域を設定し、その隆起域を説明しうる仮想的な活断層を、震源として考慮する活断層として想定し、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の対象として耐震設計上の保守性を考慮するものである。



※1:統計的グリーン関数法と理論的手法のハイブリッド合成法による。統計的グリーン関数法の波形合成は、入倉ほか(1997)、理論的手法はHisada(1994)を用いる。  
 ※2:経験的グリーン関数法による。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

第922回までの敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造に係る審査会合において審議済みであり、地震動の審査に引き継ぐ事項。

## 1. 敷地周辺の地震発生状況

2. 検討用地震の選定	P.4
2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震	P.5
2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震	P.9
2.3 検討用地震の選定のまとめ	P.10
3. F-14断層による地震の地震動評価	P.11
3.1 地震発生層の設定	P.13
3.2 震源モデルの設定	P.21
3.3 地震動評価手法	P.37
3.4 地震動評価結果	P.41
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価	P.62
4.1 地震発生層の設定	P.64
4.2 震源モデルの設定	P.73
4.3 地震動評価手法	P.93
4.4 地震動評価結果	P.98

## 5. 隆起再現断層による地震の地震動評価

本資料の説明範囲

- 5.1 隆起再現断層の想定領域の設定
- 5.2 地震発生層の設定
- 5.3 地形発達過程の再現性に基づく隆起再現断層の選定
- 5.4 地震動評価の震源モデルの設定
- 5.5 地震動評価手法
- 5.6 地震動評価結果

## 6. 地震動評価のまとめ

(参考)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較	P.112
--	-------

本資料の説明範囲



1. 敷地周辺の地震発生状況
2. 検討用地震の選定
  - 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震
  - 2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震
  - 2.3 検討用地震の選定のまとめ
3. F-14断層による地震の地震動評価
  - 3.1 地震発生層の設定
  - 3.2 震源モデルの設定
  - 3.3 地震動評価手法
  - 3.4 地震動評価結果
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価
  - 4.1 地震発生層の設定
  - 4.2 震源モデルの設定
  - 4.3 地震動評価手法
  - 4.4 地震動評価結果
5. 隆起再現断層による地震の地震動評価
  - 5.1 隆起再現断層の想定領域の設定
  - 5.2 地震発生層の設定
  - 5.3 地形発達過程の再現性に基づく隆起再現断層の選定
  - 5.4 地震動評価の震源モデルの設定
  - 5.5 地震動評価手法
  - 5.6 地震動評価結果
6. 地震動評価のまとめ

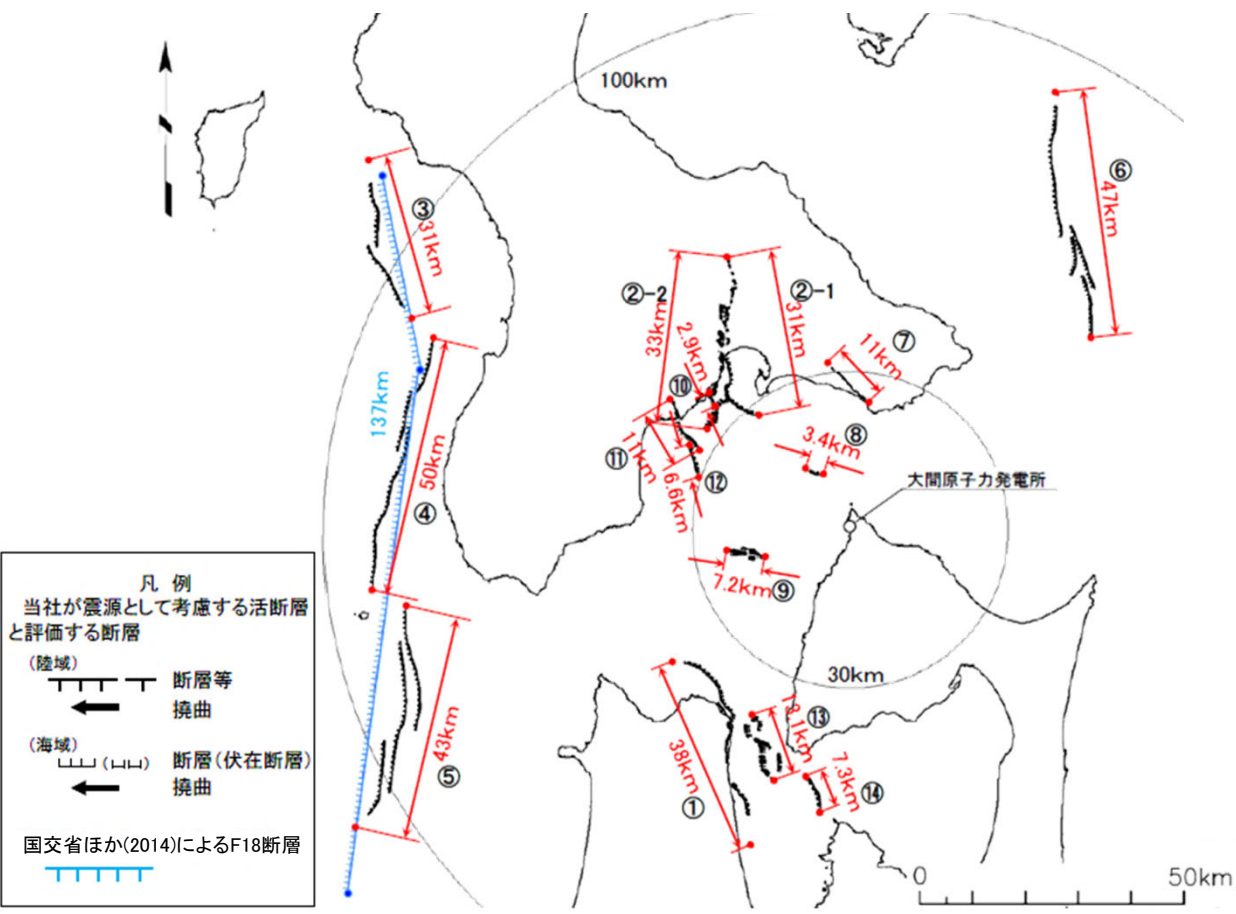
(参考)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較



第1013回審査会合  
資料1-1 P.15 再掲

敷地周辺の震源として考慮する主な活断層

- 地質調査結果を踏まえ、敷地周辺の震源として考慮する活断層を以下に示す。
- 孤立した長さの短い活断層については、同じ地震規模(M7.0)を考慮するため、敷地に最も近い「F-14断層による地震」で代表させる。



敷地周辺の震源として考慮する活断層の諸元

No.	断層名	評価長さ (km)	地震規模 M	震央距離 <sup>※3</sup> (km)	備考 <sup>※3</sup>
①	根岸西方断層	38	7.5 <sup>※1</sup>	50	
②-1	函館平野西縁断層帯(海域南東延長部を含む)	31	7.3 <sup>※1</sup>	42	
②-2	函館平野西縁断層帯(海域南西延長部を含む)	33	7.4 <sup>※1</sup>	43	
③	奥尻海盆北東縁断層	31	7.3 <sup>※1</sup>	103	同時破壊を否定できないものとし、国交省ほか(2014)によるF18断層の位置で評価する。
④	奥尻海盆東縁断層	50	7.7 <sup>※1</sup>	86	(評価長さ137km)(震央距離 92km)
⑤	西津軽海盆東縁断層	43	7.6 <sup>※1</sup>	96	
⑥	恵山岬東方冲断層	47	7.6 <sup>※1</sup>	73	
⑦	清水山南方断層	11	7.0 <sup>※2</sup>	28	
⑧	F-14断層	3.4	7.0 <sup>※2</sup>	12	
⑨	敷地西方冲断層	7.2	7.0 <sup>※2</sup>	20	
⑩	F-5断層	2.9	7.0 <sup>※2</sup>	35	
⑪	F-8断層	11	7.0 <sup>※2</sup>	37	
⑫	F-9断層	6.6	7.0 <sup>※2</sup>	32	
⑬	F-28断層~F-31断層	13.1	7.0 <sup>※2</sup>	44	
⑭	F-33断層	7.3	7.0 <sup>※2</sup>	50	

グレー部分は、孤立した短い活断層を示し、赤字は、検討用地震の選定候補の活断層を示す。

※1 : 評価長さから松田(1975)により算定。

※2 : 地震モーメント $M_0=7.5 \times 10^{18}(N \cdot m)$ を設定し、武村(1990)により算定。

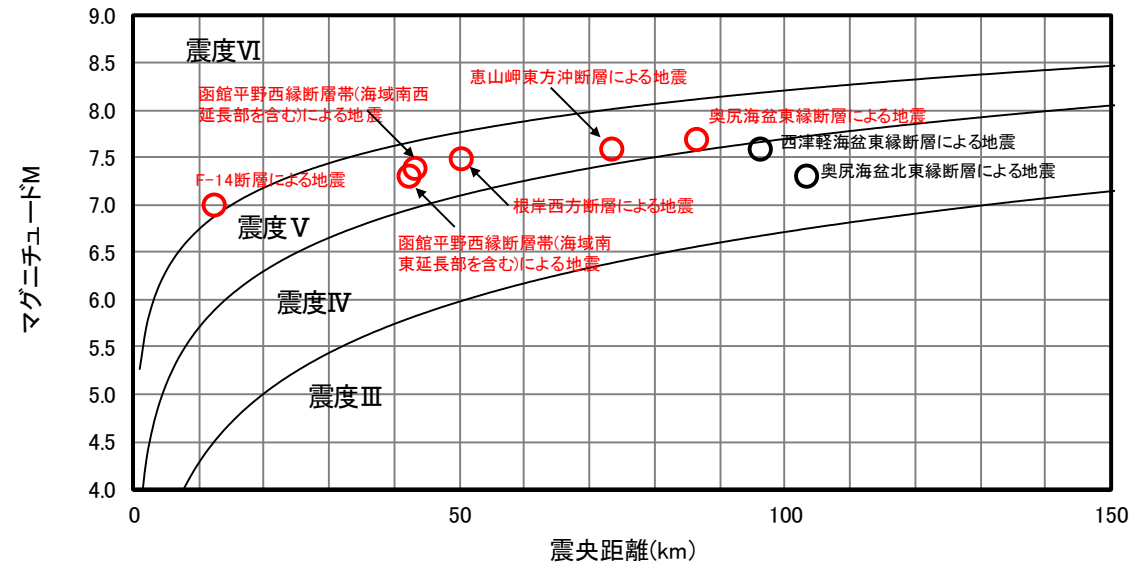
※3 : 震央距離は、断層評価点の midpoint から敷地までの距離。

敷地周辺の震源として考慮する活断層の分布

## 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震(2/4)

### 敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる活断層による地震の選定(M-Δ図による選定)

- 村松(1969)及び勝又・徳永(1971)による地震規模及び震央距離と震度の関係(M-Δ図)から、敷地における震度を推定。
- 気象庁震度階級関連解説表によると、地震により建物等に被害が生じるのは震度5弱(1996年以前は震度V)程度以上であることから、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる地震として、敷地における揺れが震度5弱(震度V)程度以上のものを選定。
- 以上より、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる活断層による地震は、以下の6地震が挙げられる。
  - 根岸西方断層による地震
  - 函館平野西縁断層帯(海域南東延長部を含む)
  - 函館平野西縁断層帯(海域南西延長部を含む)
  - 奥尻海盆東縁断層による地震
  - 恵山岬東方沖断層による地震
  - F-14断層による地震



M-Δ図による評価  
(赤は、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる活断層による地震を表す。)

## 2. 検討用地震の選定

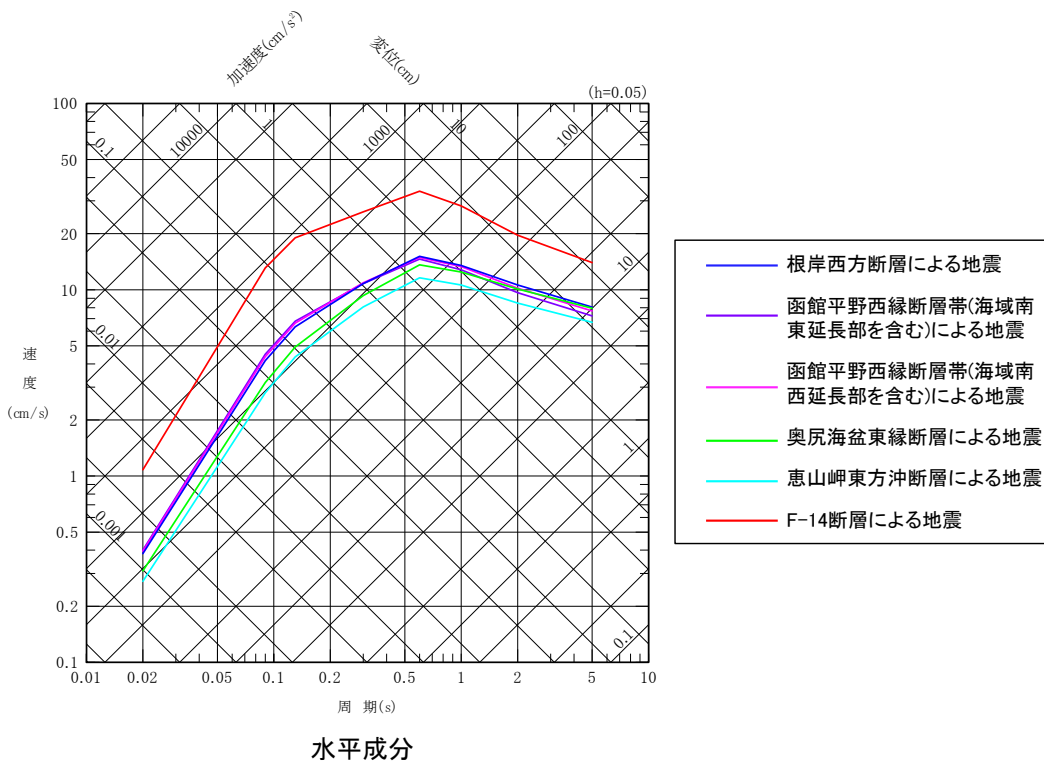
### 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震(3/4)



第1013回審査会合  
資料1-1 P.17 一部修正

#### Noda et al.(2002)の方法による検討用地震の選定

- P.6で選定した検討用地震の候補となる6地震について、Noda et al.(2002)の方法により、応答スペクトルの比較を行った。
- 敷地に及ぼす影響が最も大きいと考えられる活断層による地震としてF-14断層による地震を検討用地震に選定する。



検討用地震の選定に用いた活断層の諸元

断層名	地震規模 M	等価震源距離 <sup>※</sup> (km)
根岸西方断層	7.5	53
函館平野西縁断層帯(海域南東延長部を含む)	7.3	43
函館平野西縁断層帯(海域南西延長部を含む)	7.4	48
奥尻海盆東縁断層	7.7	77
恵山岬東方冲断層	7.6	77
F-14断層	7.0	15

※：等価震源距離は、均質な一様断層を想定し算定。

Noda et al.(2002)による検討用地震の候補となる地震による地震動の  
応答スペクトルの比較(地震基盤, 内陸補正なし)

2. 検討用地震の選定

2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震(4/4)



第1013回審査会合  
資料1-1 P.18 一部修正

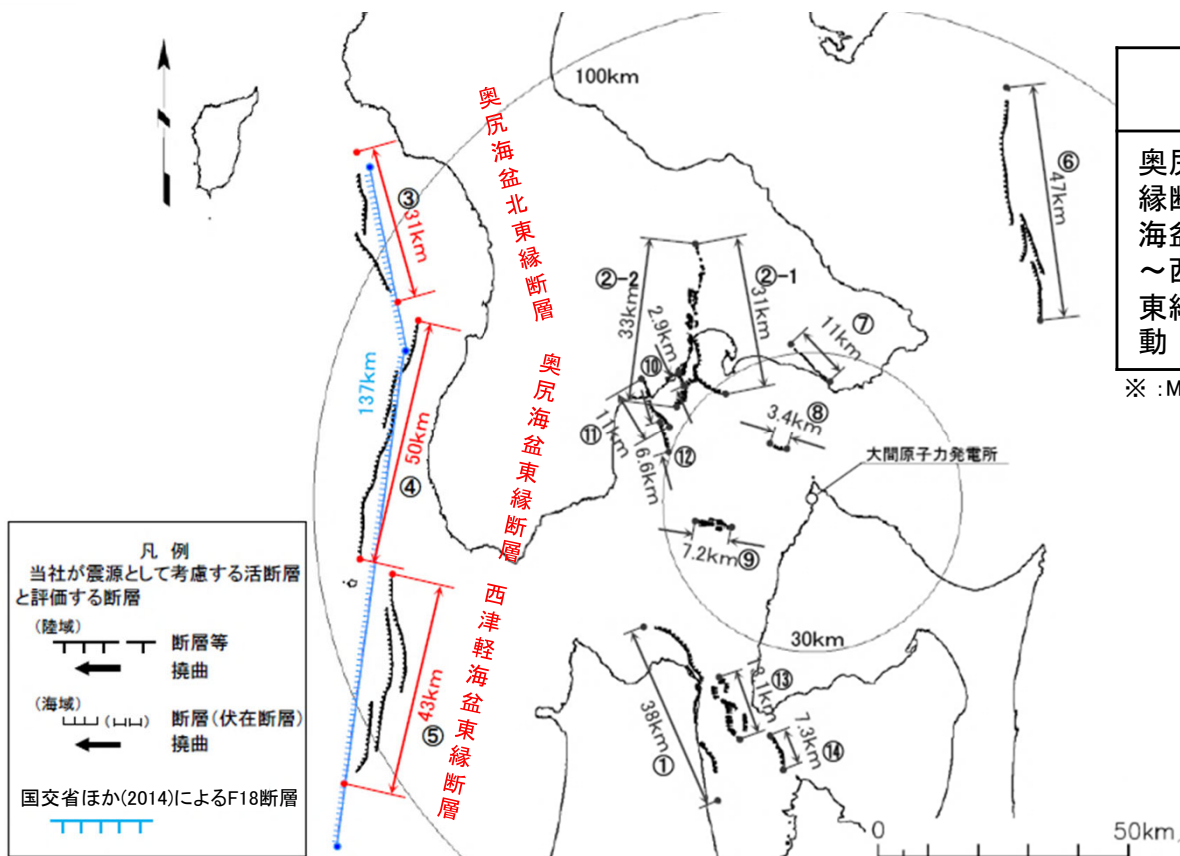
連動を考慮した長大な活断層

- 第817回の敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造の審査会合(2019年12月20日)を踏まえ、奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動(同時破壊)を考慮した長大な活断層による地震(以下「奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震」という。)を想定する。
- 当該断層は松田(1975), 武村(1990)のデータセットの範囲外となり, 適切にMを評価できないため, M-Δ図, 及びNoda et al.(2002)の方法による敷地に及ぼす影響の比較ができないが, 連動を考慮した長大な断層であり, 敷地に及ぼす影響が大きいと考えられるため検討用地震に選定する。

連動を考慮した長大な活断層の諸元

断層名	評価長さ (km)	地震規模	震央距離 (km)	備考
奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動	137	Mw7.7※	92	同時破壊を否定できないものとし, 国交省ほか(2014)によるF18断層の位置で評価する。

※ : Mwは, Kanamori(1977)に基づき算定。



敷地周辺の震源として考慮する活断層のうち, 連動を考慮した長大な活断層の位置  
(活断層の番号は, P.5の表を参照)

## 2.2 大間付近の隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震

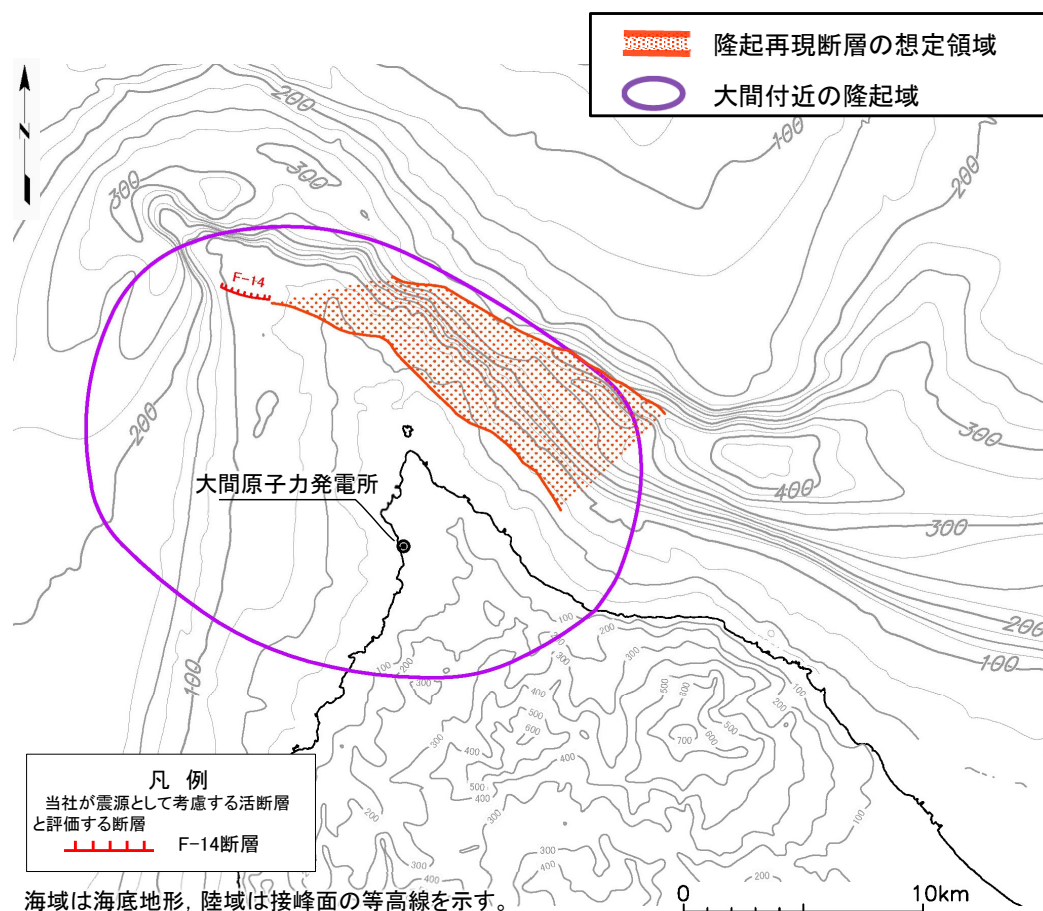


## 隆起再現断層

- 敷地周辺及び敷地近傍の地質・地質構造の調査により評価した「大間付近の隆起域」※<sup>1</sup>には、海上音波探査や重力異常等の調査では陸域の隆起をもたらすような活断層は認められない。
- しかし、相対的に隆起速度の速い領域※<sup>2</sup>が敷地に近いため、耐震設計上の保守性の観点から、「大間付近の隆起域」を説明しうる仮想的な活断層を「隆起再現断層の想定領域」※<sup>1</sup>に設定し、隆起再現断層による地震として検討用地震に選定する。

※<sup>1</sup> : 詳細は、第1013回審査会合資料1-1 P.101を参照。

※<sup>2</sup> : 詳細は、第983回審査会合資料2-4-1 P.8-23を参照。



隆起再現断層の想定領域及び大間付近の隆起域  
(第983回審査会合 資料2-4-1 P.9-4を参照。)

## 2.3 検討用地震の選定のまとめ



内陸地殻内地震の検討用地震として、以下の地震を選定する。

### 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震

- 敷地に及ぼす影響が大きいと考えられる地震として、以下の地震を選定する。
  - F-14断層による地震
  - 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震

### 大間付近の隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震

- 耐震設計上の保守性の観点から、「大間付近の隆起域」を設定し、その隆起域を説明しうる仮想的な活断層から想定される地震として、以下の地震を選定する。
  - 隆起再現断層による地震

# 目次

1. 敷地周辺の地震発生状況
2. 検討用地震の選定
  - 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震
  - 2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震
  - 2.3 検討用地震の選定のまとめ
3. F-14断層による地震の地震動評価
  - 3.1 地震発生層の設定
  - 3.2 震源モデルの設定
  - 3.3 地震動評価手法
  - 3.4 地震動評価結果
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価
  - 4.1 地震発生層の設定
  - 4.2 震源モデルの設定
  - 4.3 地震動評価手法
  - 4.4 地震動評価結果
5. 隆起再現断層による地震の地震動評価
  - 5.1 隆起再現断層の想定領域の設定
  - 5.2 地震発生層の設定
  - 5.3 地形発達過程の再現性に基づく隆起再現断層の選定
  - 5.4 地震動評価の震源モデルの設定
  - 5.5 地震動評価手法
  - 5.6 地震動評価結果
6. 地震動評価のまとめ

(参考)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較



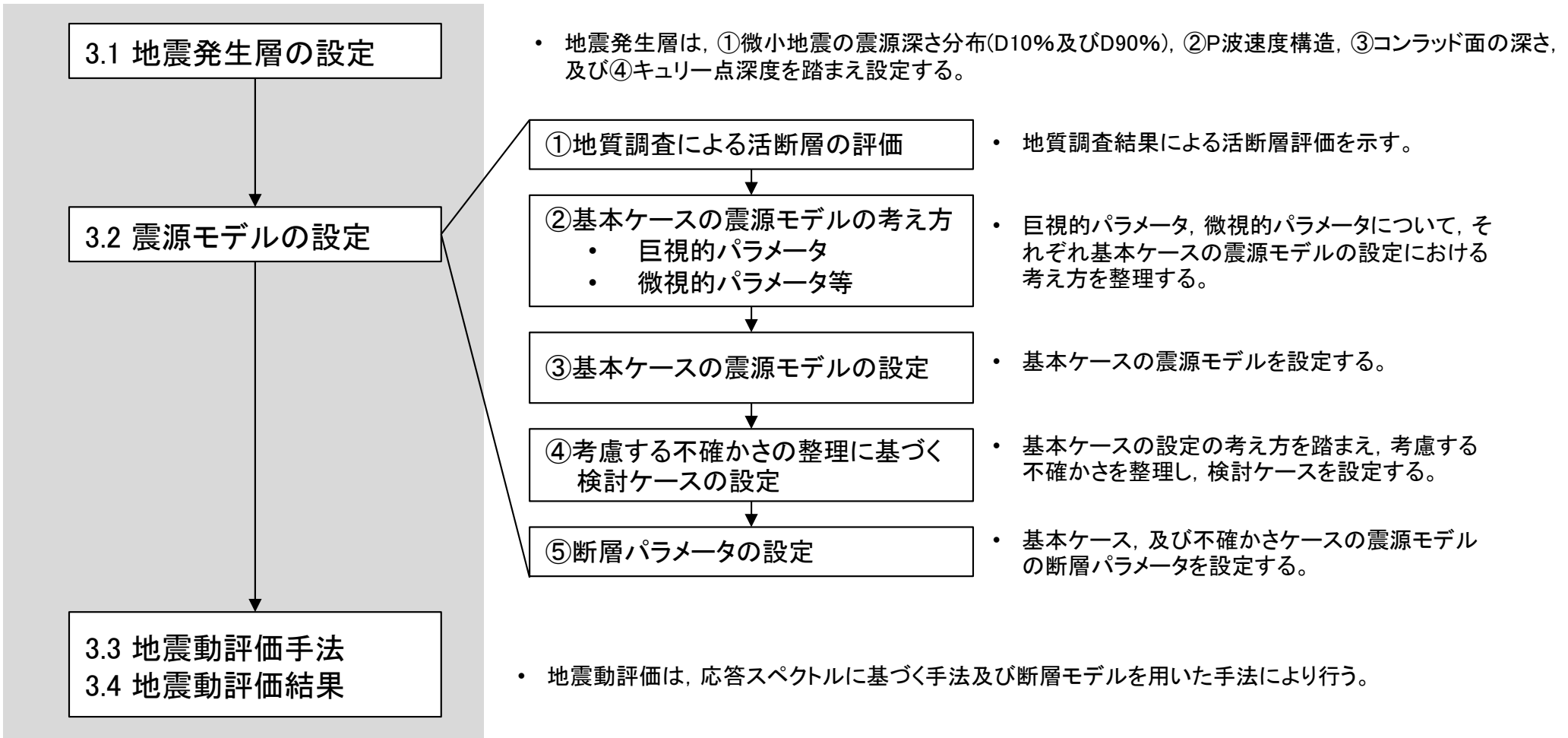


### 3. F-14断層による地震の地震動評価

#### F-14断層による地震の地震動評価の実施手順

以下の実施手順により、F-14断層による地震の地震動を評価する。

#### 実施手順



## 3.1 地震発生層の設定(1/8)

コメントNo.S4-5



## 基本方針

F-14断層による地震の地震発生層は、①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、及び④キュリー一点深度を踏まえ設定する。

## 敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイドの記載

## 4.4.震源断層の評価 4.4.1 震源断層の評価における共通事項

地震発生層の浅さ限界・深さ限界は、敷地周辺で発生した地震の震源分布、キュリー一点深度、速度構造データ等を参考に設定されていることを確認する。



## 地震発生層に関する主な既往の知見

## 【震源深さ分布に関する知見】

- ・ 伊藤(2002)によると、地震発生層には上限及び下限が存在し、D10%※1を上限、D90%※2を下限の目安として用いることができるとされている。

## 【P波速度構造に関する知見】

- ・ 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さ限界は、P波速度5.8km/s～5.9km/sの層の上限と良い関係があるとされている。
- ・ 吉井・伊藤(2001)によると、地震発生層の上限は、速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致しているとされている。
- ・ 廣瀬・伊藤(2006)によると、浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8km/s～6.4km/sの層に集中しているとされている。

## 【コンラッド面の深さに関する知見】

- ・ 木下・大竹(2000)によると、地殻内の地震は、コンラッド面より浅い上部地殻で発生し、下部地殻では流動性に富み、地震を発生させるほどの歪みエネルギーを蓄積することができないとされている。

## 【キュリー一点深度に関する知見】

- ・ 田中(2009)によると、地殻内で発生する地震の下限と温度構造には密接な関係があるとされている。温度構造の概要をとらえる方法として、磁性岩体がキュリー一点深度に達するとその磁性を失うという性質を地下の熱的異常に結び付け、磁性体の下面深度(キュリー一点深度に相当)を求める方法を挙げている。Tanaka and Ishikawa(2005)によると、キュリー一点深度に相当する磁化層下限値と微小地震のD90%の値との間には良い相関があることが示されている。



※1 : その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%になるときの震源深さ。地震発生層上限に対応する。  
※2 : その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%になるときの震源深さ。地震発生層下限に対応する。

## 地震発生層の設定

以上から、①～④を踏まえ、地震発生層を設定する。ここで、①及び②は敷地周辺の観測、調査結果に基づく評価であることから、これらを重視して地震発生層を設定し、③及び④との整合を確認する。

- ①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、④キュリー一点深度

## 3.1 地震発生層の設定(2/8)

コメントNo.S4-5



### ①-1 微小地震の震源深さ分布:原子力安全基盤機構(2004)による評価

- 原子力安全基盤機構(2004)では、気象庁の一元化震源(1997年10月～2001年9月)に基づき、全国の15の地域ごとに地震発生層上下限に関する評価をしている。
- 原子力安全基盤機構(2004)による評価結果に基づき、敷地周辺のD10%、D90%を確認する。



- 大間原子力発電所の位置する「東北東部」において、D10%は6.2km、及びD90%は13.8kmと評価されている。



原子力安全基盤機構(2004)による地震域の区分

原子力安全基盤機構(2004)に加筆

原子力安全基盤機構(2004)による東北東部の地震発生層上下限深さに関する評価

地震域	M区分	最浅 (km)	D10% (km)	D50% (km)	D90% (km)	最深 (km)	データ数	D90%-D10% (km)	震源域 上端深さ 最浅値 (飯田式)
東北東部	2.0 ≤ M < 2.5	0.0	5.8	10.4	13.7	29.6	288	7.9	-0.7
	2.5 ≤ M < 3.0	0.0	6.4	11.3	15.9	29.7	97	9.5	-1.3
	3.0 ≤ M < 3.5	0.0	7.3	11.0	13.1	29.3	44	5.8	-1.4
	3.5 ≤ M < 4.0	8.7	9.8	12.2	15.7	29.5	20	5.9	5.9
	4.0 ≤ M	3.2	7.6	9.1	13.2	14.7	11	5.6	-10.5
全データ		0.0	6.2	10.7	13.8	29.7	460	7.6	-10.5

原子力安全基盤機構(2004)に加筆

## 3.1 地震発生層の設定(3/8)

コメントNo.S4-5

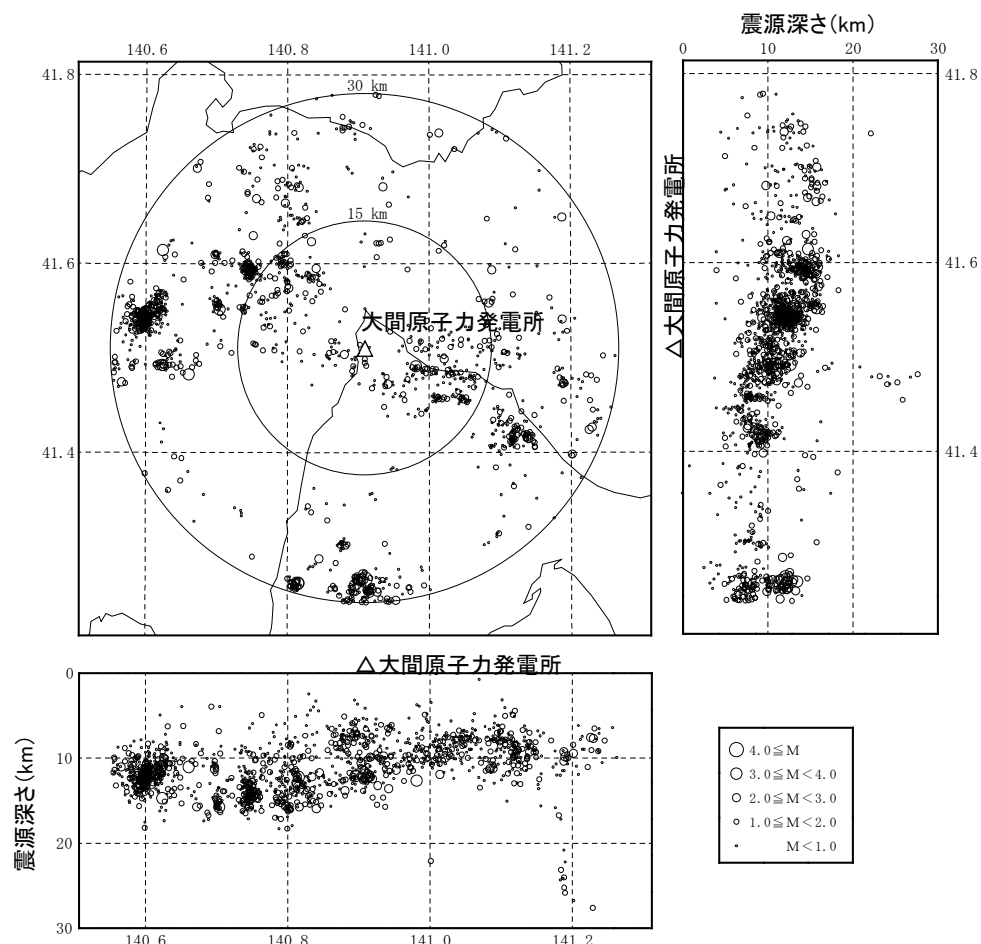


### ①-2 微小地震の震源深さ分布: 気象庁の一元化震源に基づく評価

- 気象庁の一元化震源(1997年10月~2019年2月)に基づき、敷地周辺(敷地から半径30kmの範囲)で発生した地震のD10%, D90%を評価する。

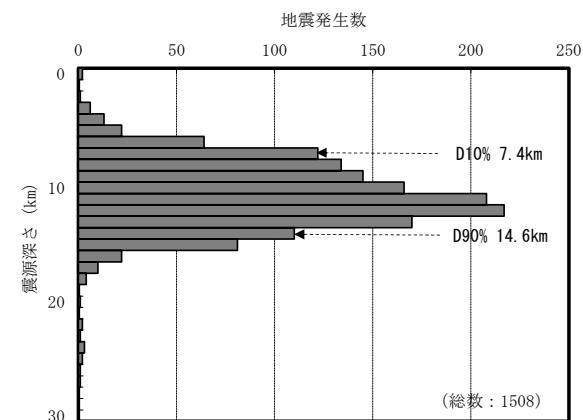


- 気象庁の一元化震源によると、D10%は7.4km, D90%は14.6kmと評価される。

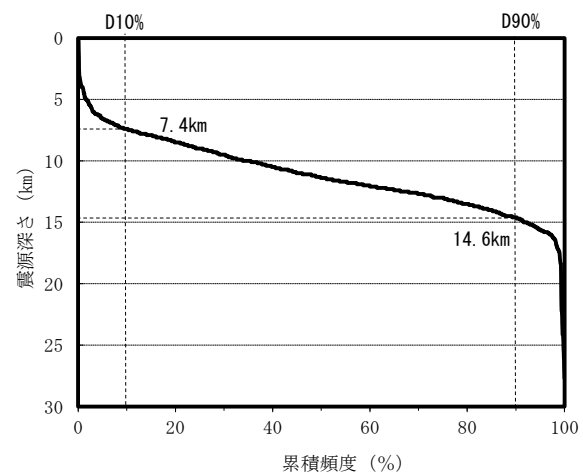


(1) 敷地周辺の震源深さ分布

(気象庁の一元化震源, 1997年10月~2019年2月, 低周波地震は除く)



(2) 地震発生数の深さ方向分布



(3) 地震発生数の累積頻度分布

# 3.1 地震発生層の設定(4/8)

コメントNo.S4-5

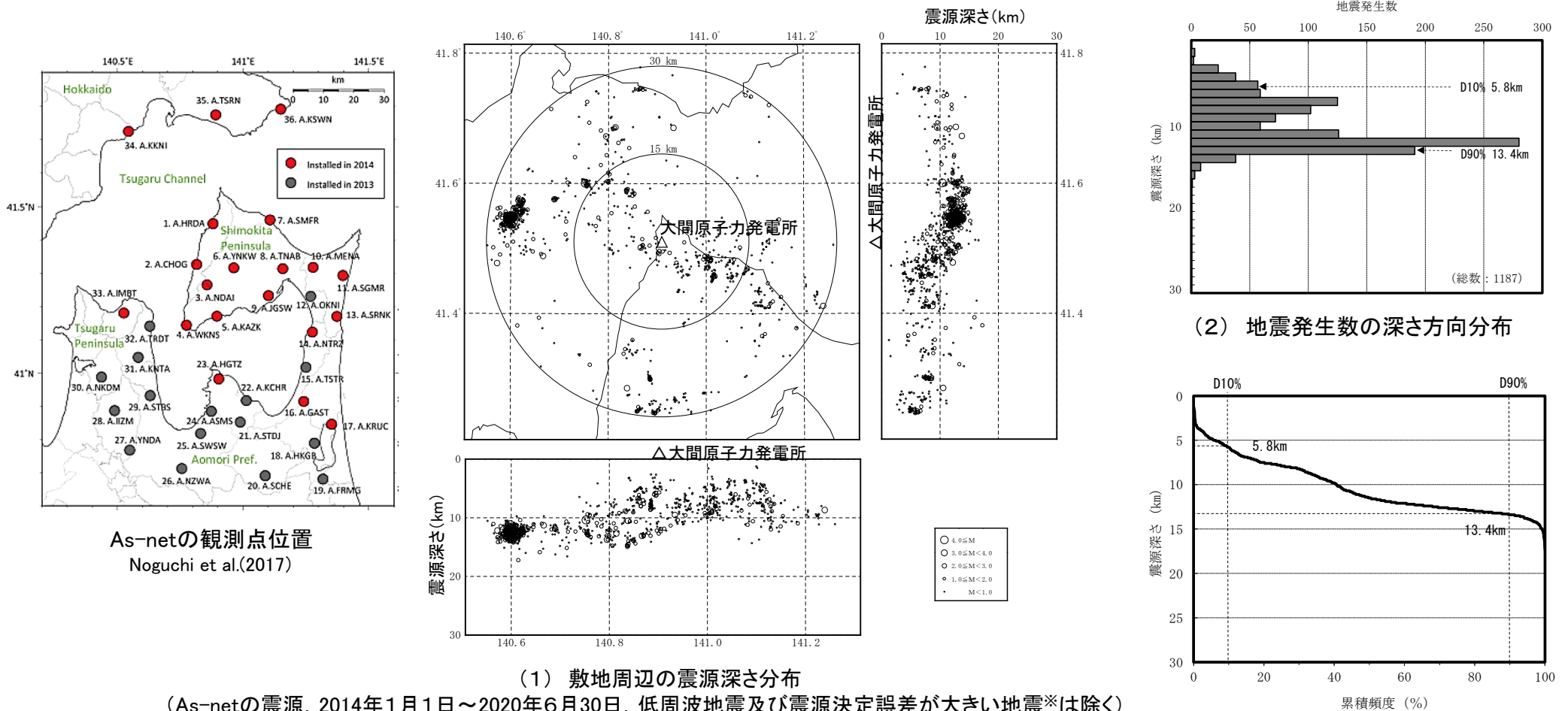


## ①-3 微小地震の震源深さ分布:As-netの震源に基づく評価

- 公益財団法人 地震予知総合研究振興会では、青森県を中心に高密度地震観測網(As-net)を展開している。
- As-netの震源(2014年1月1日~2020年6月30日)に基づき、敷地周辺(敷地から半径30kmの範囲)で発生した地震のD10%, D90%を評価する。



- As-netの震源によると、D10%は5.8km、D90%は13.4kmとなり、気象庁の一元化震源(1997年10月~2019年2月)に基づく評価より浅い。一般的に、高密度の地震観測網で決定された震源深さは浅く決定される傾向があり、評価結果はこれと整合する。



(1) 敷地周辺の震源深さ分布

(As-netの震源, 2014年1月1日~2020年6月30日, 低周波地震及び震源決定誤差が大きい地震※は除く)

※ : 震源決定誤差が水平1.0km以上, または鉛直2.0km以上の地震

(3) 地震発生数の累積頻度分布

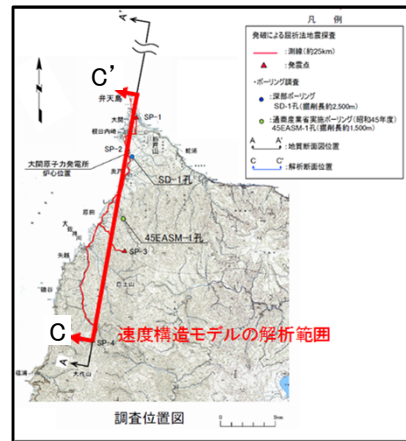
## ②P波速度構造

- 地質調査結果等に基づき、地震発生層上限と対応するP波速度5.8~6.0km/sの層の深さ分布を確認する。
- 三次元地下構造モデル※1は、地震基盤までの深さの速度構造に着目して作成している。
- ここでは、地震基盤よりも深部の速度構造を把握するため、屈折法探査結果の深部からの反射波の波形情報を解析対象にできるフルウェーブインバージョン解析※2によるP波速度構造により、地震発生層上限と対応するP波速度5.8km/s以上の層の深さ分布を示す。
- また、「理論的手法に用いる深部地下構造モデル※3」による速度構造も併せて示す。

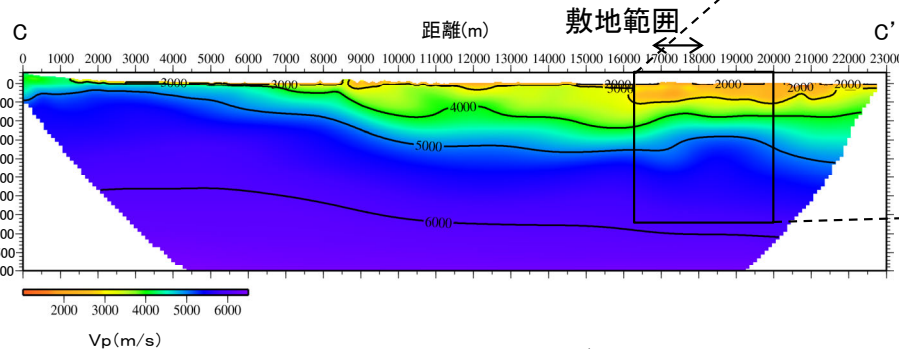
※1：第932回審査会合(2020年12月18日)資料1-1 P.2-60を参照。 ※2：フルウェーブインバージョン解析の概要は、補足説明資料1章を参照。 ※3：第932回審査会合(2020年12月18日)資料1-1 P.5-40を参照。



- フルウェーブインバージョン解析結果のP波速度構造によると、敷地範囲及びその周辺の深さ3kmのP波速度は5.6km/s程度であり、地震発生層上限と対応するP波速度5.8km/s以上の層は敷地範囲及びその周辺で少なくとも3kmよりも深い。
- 「理論的手法に用いる深部地下構造モデル」によると、深さ3kmのP波速度は、5.4km/sである。
- フルウェーブインバージョン解析結果のP波速度構造は、「理論的手法に用いる深部地下構造モデル」のP波速度構造とよく対応している。

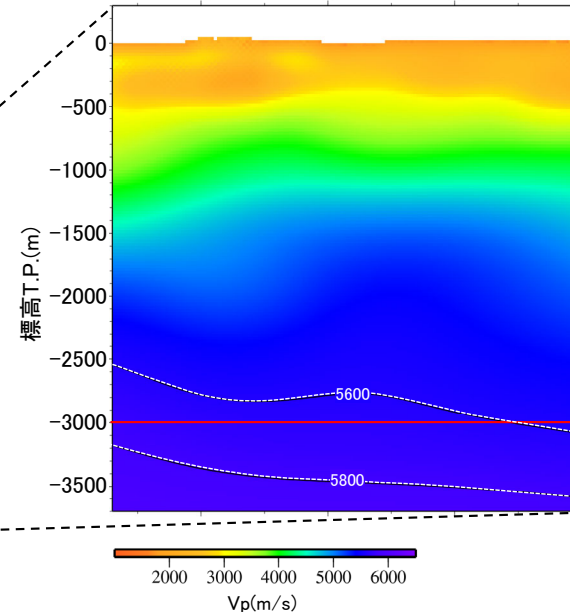


断面位置図(赤線)

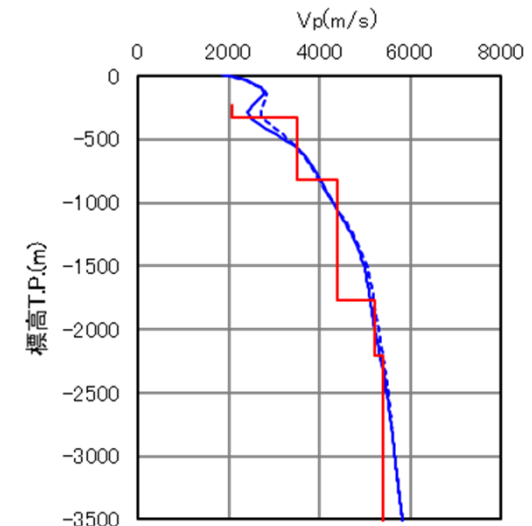


フルウェーブインバージョン解析結果のP波速度構造

敷地範囲  
距離(m)  
17000 18000 19000 20000



— 深部地下構造モデル  
— FWI結果(炉心位置)  
- - - FWI結果(地震観測点)



フルウェーブインバージョン解析(FWI)結果と「理論的手法に用いる深部地下構造モデル」の比較

## 3.1 地震発生層の設定(6/8)

コメントNo.S4-5

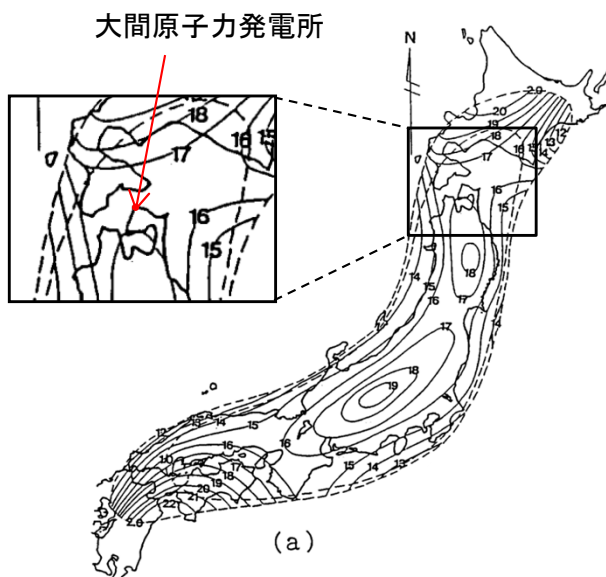


### ③コンラッド面の深さ

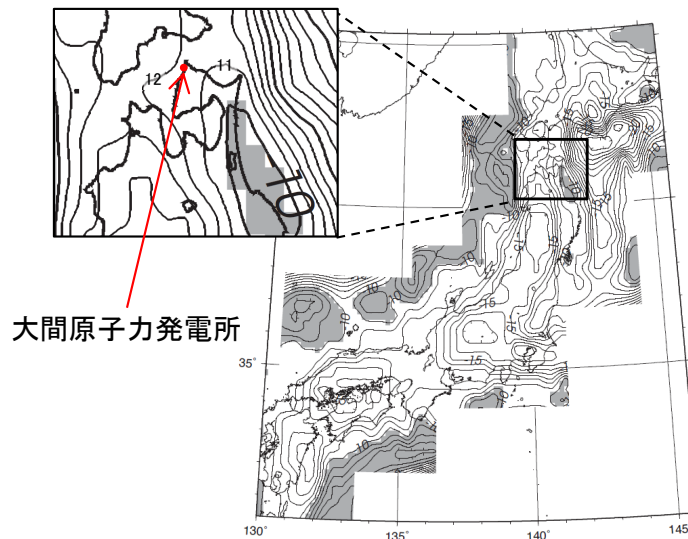
- 国立研究開発法人 産業技術総合研究所によれば、コンラッド面は、地殻の上部と下部を分ける不連続面のことで、日本列島の陸域ではおおむね15km程度の深さに分布している。
- Zhao et al.(1994), 河野ほか(2009), 及びKatsumata(2010)では、それぞれ以下のとおり全国のコンラッド面の深さを示しており、敷地周辺のコンラッド面の深さを確認する。
  - Zhao et al.(1994)は、国内の大学の地震観測網による地震記録を用いたインバージョン解析により、全国のコンラッド面の深さを示している。
  - 河野ほか(2009)は、重力異常データを用いて日本列島の三次元地下構造を推定し、全国のコンラッド面の深さを示している。
  - Katsumata(2010)は、国内の大学や自治体等の地震観測網による地震記録を用いたトモグラフィ解析により、全国のコンラッド面の深さを示している。



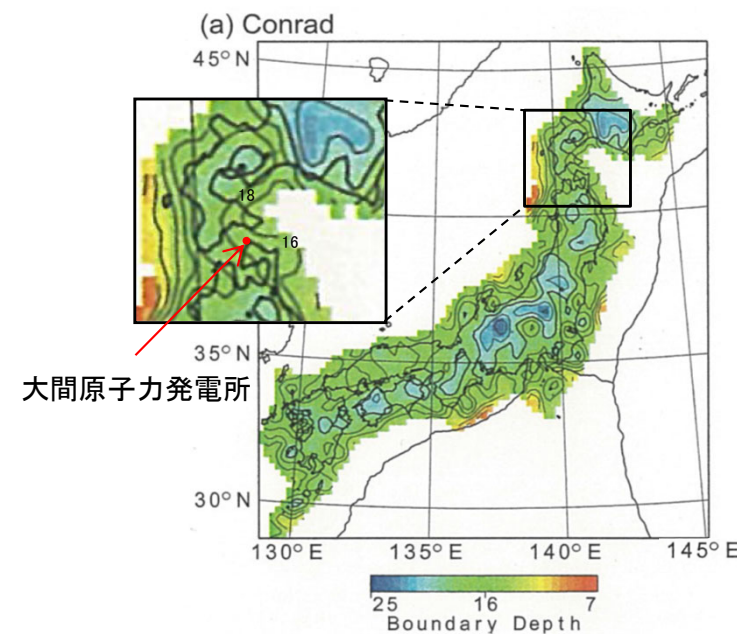
- Zhao et al.(1994)によると、敷地周辺におけるコンラッド面の深さは、16km程度である。
- 河野ほか(2009)によると、敷地周辺におけるコンラッド面の深さは、12km程度である。
- Katsumata(2010)によると、敷地周辺におけるコンラッド面の深さは、16km程度である。
- 以上より、敷地周辺におけるコンラッド面の深さに基づく地震発生層下限深さは、12~16km程度と推定され、敷地周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値(気象庁の一元化震源によるD90%は14.6km, As-netの震源によるD90%は13.4km)と矛盾しない。



コンラッド面の深さ(km)  
Zhao et al.(1994)に加筆



コンラッド面の深さ(km)  
河野ほか(2009)に加筆



コンラッド面の深さ(km)  
Katsumata(2010)に加筆

### 3.1 地震発生層の設定(7/8)

コメントNo.S4-5

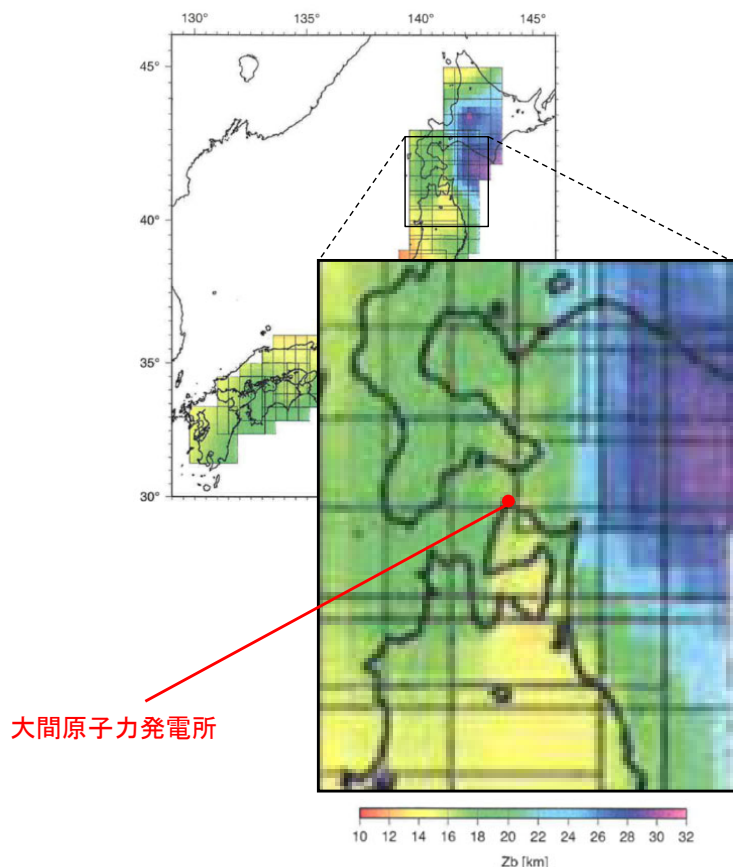


#### ④キュリー一点深度

- Tanaka and Ishikawa (2005)では、キュリー一点深度に相当する磁化層下限値と微小地震のD90%との間にはよい相関があることが示されている。
- 敷地周辺における磁化層下限値を読み取り、D90%との関係を確認する。



- Tanaka and Ishikawa (2005)によると、敷地周辺の磁化層下限値は約14~17km程度となっており、敷地周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値(気象庁の一元化震源によるD90%は14.6km, As-netの震源によるD90%は13.4km)と矛盾しない。



磁化層下限値の分布図

Tanaka and Ishikawa (2005)による磁化層下限値の分布図、及び磁化層下限値とD90%の関係

Tanaka and Ishikawa (2005)に加筆

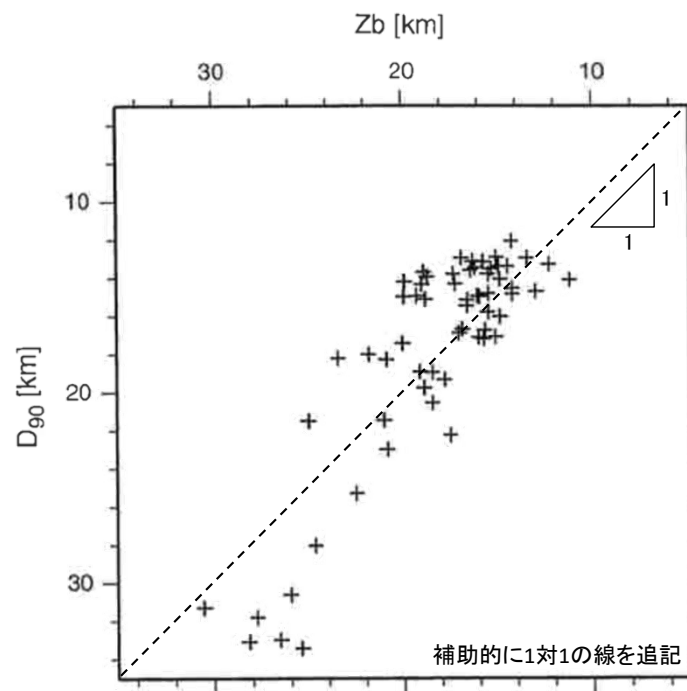


Fig. 8. Plot of the depth to the basal depth of magnetic sources ( $Z_b$ ) against the seismogenic layer thickness ( $D_{90}$ ) beneath the Japanese islands.

磁化層下限値( $Z_b$ )とD90%の関係



## 3.1 地震発生層の設定(8/8)

コメントNo.S4-5



## まとめ

- F-14断層による地震の地震発生層の上限及び下限深さは、以下のとおり、敷地周辺の観測、調査結果に基づく評価である微小地震の震源深さ分布及びP波速度構造を重視して設定する。

**地震動評価で考慮する地震発生層上限深さ**

微小地震の震源深さ分布に基づけば、地震発生層上限深さは5km程度と考えられるが、敷地周辺のP波速度分布を踏まえ、保守的に深さ3kmの位置に設定。

**地震動評価で考慮する地震発生層下限深さ**

微小地震の震源深さ分布に基づき、深さ15kmの位置に設定。

地震発生層下限深さを15kmとする設定は、コンラッド面の深さの評価(12~16km程度)、及びキュリー一点深度の評価(14~17km程度)と矛盾しない。

地震発生層の設定の検討項目、及び評価の一覧

検討項目		地震発生層上限に関する評価	地震発生層下限に関する評価
①	1 微小地震の震源深さ分布:原子力安全基盤機構(2004)による評価	D10%:6.2km	D90%:13.8km
	2 微小地震の震源深さ分布:気象庁の一元化震源に基づく評価	D10%:7.4km	D90%:14.6km
	3 微小地震の震源深さ分布に:As-netの震源に基づく評価	D10%:5.8km	D90%:13.4km
②	P波速度構造	P波速度5.8km/s以上の層は、敷地範囲及びその周辺で少なくとも3kmよりも深い。	—
③	コンラッド面の深さ	—	(12~16km程度)※
④	キュリー一点深度	—	(14~17km程度)※

※:コンラッド面の深さ及びキュリー一点深度の評価は、日本全国を対象に検討しており、敷地周辺の限られた領域の地震発生層の設定においては参考扱いとする。

地震発生層上限深さは、3kmに設定

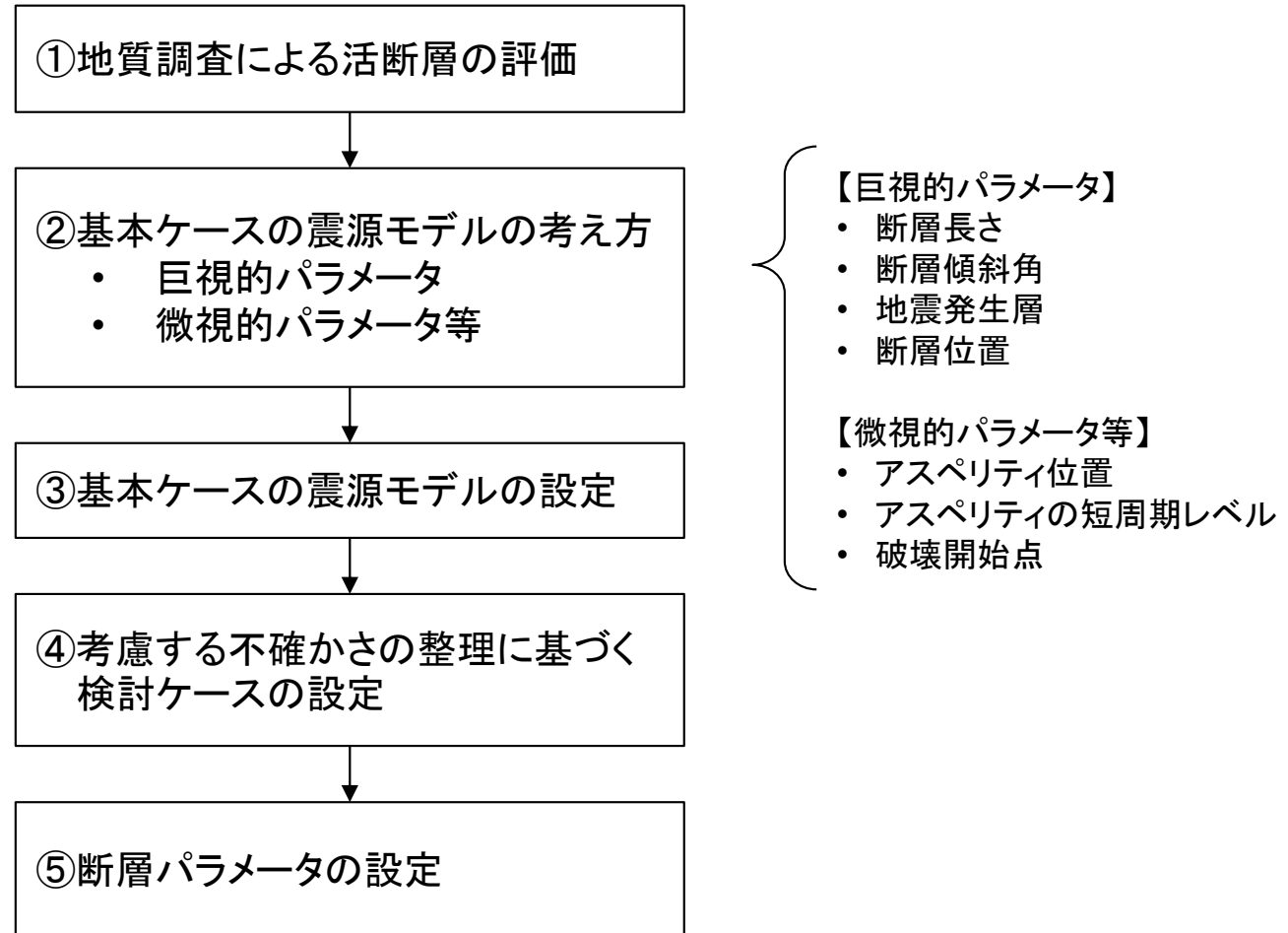
地震発生層下限深さは、15kmに設定

## 3.2 震源モデルの設定(1/16)



### 震源モデルの設定フロー

- F-14断層による地震の地震動評価にあたり、震源モデルの設定フローを示す。

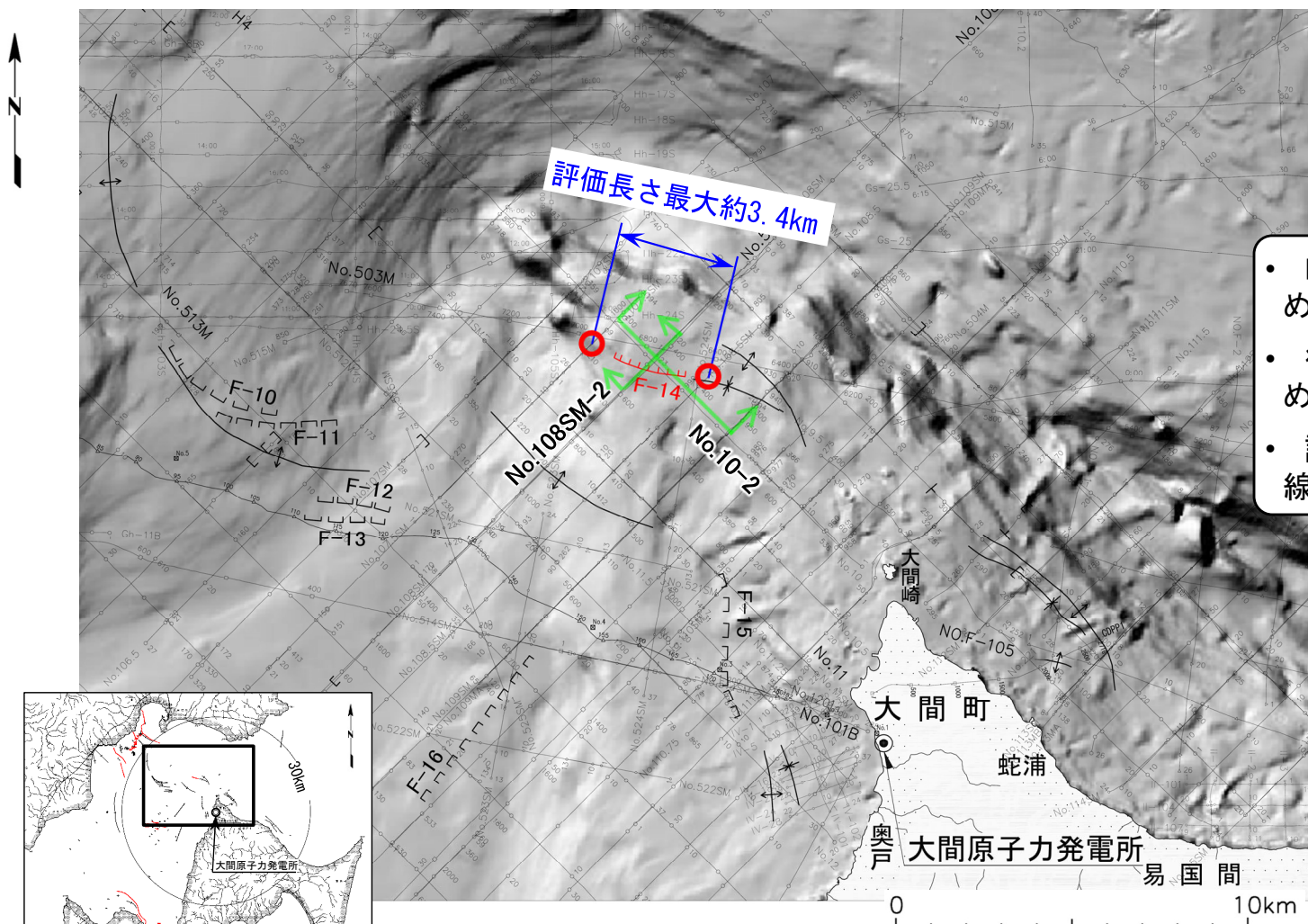


震源モデルの設定フロー

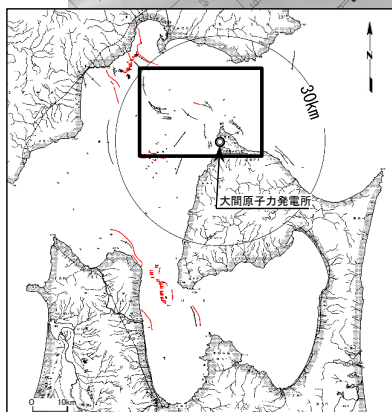
3. F-14断層による地震の地震動評価

3.2 震源モデルの設定(2/16)

①地質調査による活断層の評価(1/2)



- F-14断層は、敷地の北西方約12kmに認められる短い断層である。
- 後期中新世以降の地層が欠如しているため、震源として考慮する活断層と評価する。
- 評価長さは、E層に断層が認められない測線までの約3.4kmとする。



**海域の断層**

F-2 (U) 活動が後期更新世に及んでいるものと評価する断層(伏在断層)及び断層番号

F-7 (U) 断層(伏在断層)及び断層番号

┌ 断層 } 連続性のない断層

└ 伏在断層

⇄ 背斜構造

⇆ 向斜構造

⇄ 音波探査記録の添付範囲 (P. 23参照)

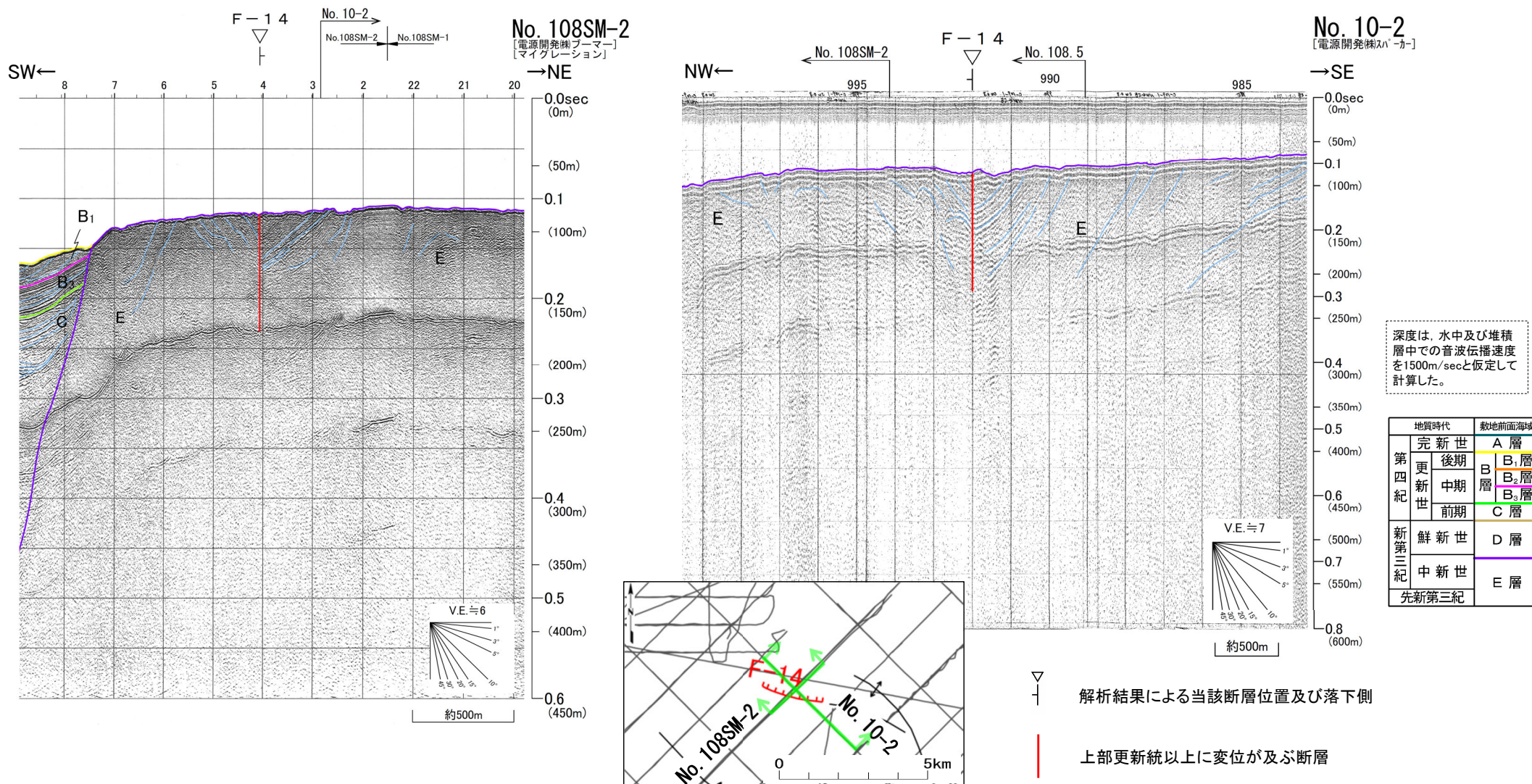
○ F-14断層の東端及び西端

3. F-14断層による地震の地震動評価

### 3.2 震源モデルの設定(3/16)

#### ①地質調査による活断層の評価(2/2)

- F-14断層は、音波探査断面図において深度200m程度まで確認される。
- 走向はWNW-ESEで、傾斜は、確認される範囲では鉛直または高角北傾斜の断層である。



## 3.2 震源モデルの設定(4/16)

コメントNo.S4-6

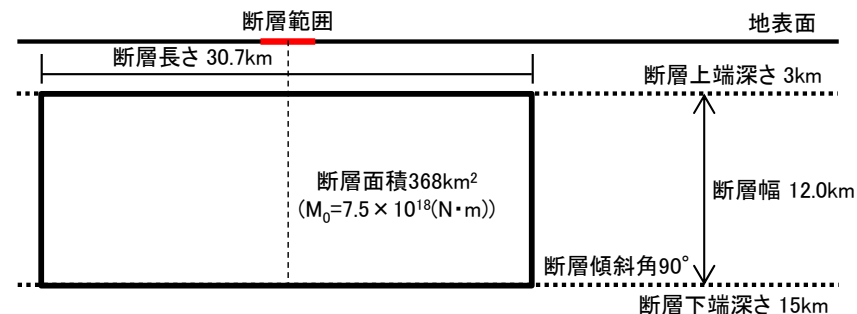


## ②基本ケースの震源モデルの考え方:巨視的パラメータ

- F-14断層による地震の基本ケースの震源モデルの巨視的パラメータの設定に関する考え方を以下に示す。

## 基本ケースの震源モデルの巨視的パラメータの考え方

パラメータ		調査等に基づく震源パラメータの評価		基本ケースの震源モデルの考え方
		設定根拠	調査等に基づく評価	
巨視的 パラメータ	断層長さ	地質調査結果	敷地の北西方約12kmに認められる短い活断層であり、地質調査結果に基づく評価長さは、約3.4kmである。	保守的にあらかじめ不確かさを織り込み、断層面が地震発生層を飽和する規模である $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ 相当の断層面を考慮し、断層長さ30.7kmを設定する。
	断層位置	地質調査結果		
	断層傾斜角	地質調査結果	地質調査結果に基づく断層傾斜角は、北傾斜の高角ないしは鉛直である。	地質調査結果の範囲で、断層面が最も敷地に近い鉛直( $90^\circ$ )を設定する。
	地震発生層	微小地震分布、速度構造データ等	微小地震分布、速度構造データ等に基づく地震発生層は、上限深さ3km、下限深さ15kmである。	断層面は、上端深さ3km、下端深さ15kmに設定する。



F-14断層の巨視的パラメータの設定

## 3.2 震源モデルの設定(5/16)



## ②基本ケースの震源モデルの考え方:微視的パラメータ等

- F-14断層による地震の基本ケースの震源モデルの微視的パラメータ等の設定に関する考え方を以下に示す。

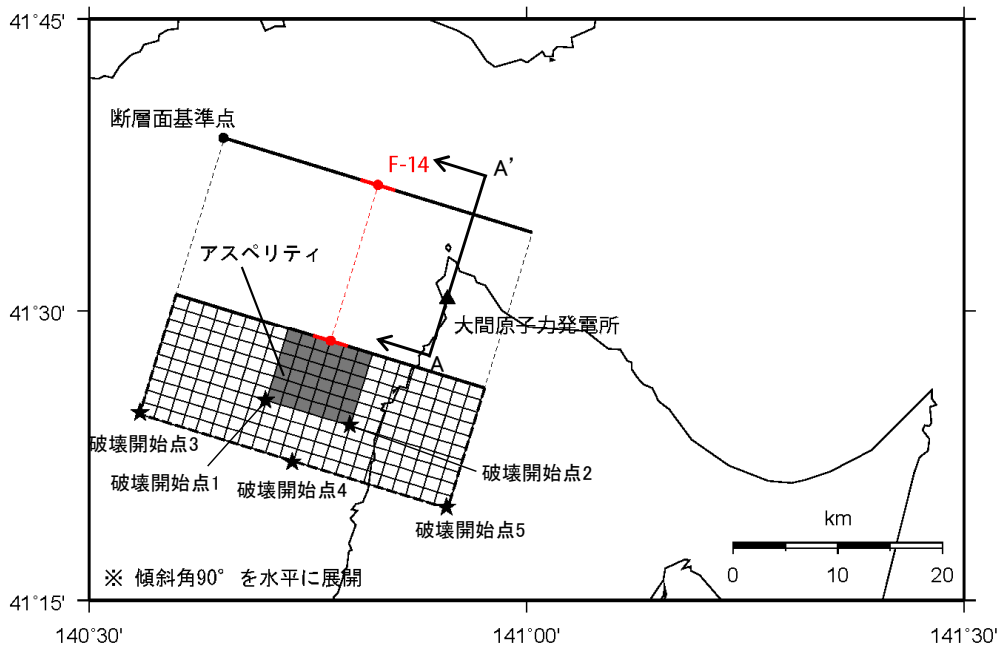
基本ケースの震源モデルの微視的パラメータ等の考え方

パラメータ		調査等に基づく震源パラメータの評価		基本ケースの震源モデルの考え方	
		設定根拠	調査等に基づく評価		
微視的 パラメータ	アスペリティ	位置	地質調査結果	地質調査結果ではアスペリティ位置に関する知見は得られていない。	調査で得られている断層直下にすべりの大きいアスペリティが存在すると考える。アスペリティの長さに対し、調査に基づく断層範囲が短いため、断層範囲の中心を基準に均等に設定。アスペリティの深さは、せん断変形が地表に達していること、及び断層上端が敷地に近くなる配置であることを考慮し、断層上端に設定。
		短周期レベル (応力降下量)	強震動予測レシピ※	敷地周辺の内陸地殻内地震の短周期レベル(応力降下量)に関する知見は得られていない。	経験的に求められた平均的な値である強震動予測レシピに基づき設定。
その他の パラメータ	破壊開始点	—	敷地周辺の内陸地殻内地震の破壊開始点に関する知見は得られていない。	敷地に対して影響が大きくなるように、敷地に破壊が向かう破壊開始点を複数設定。	

※ :地震調査研究推進本部(2020)による震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(以下「強震動予測レシピ」という。)

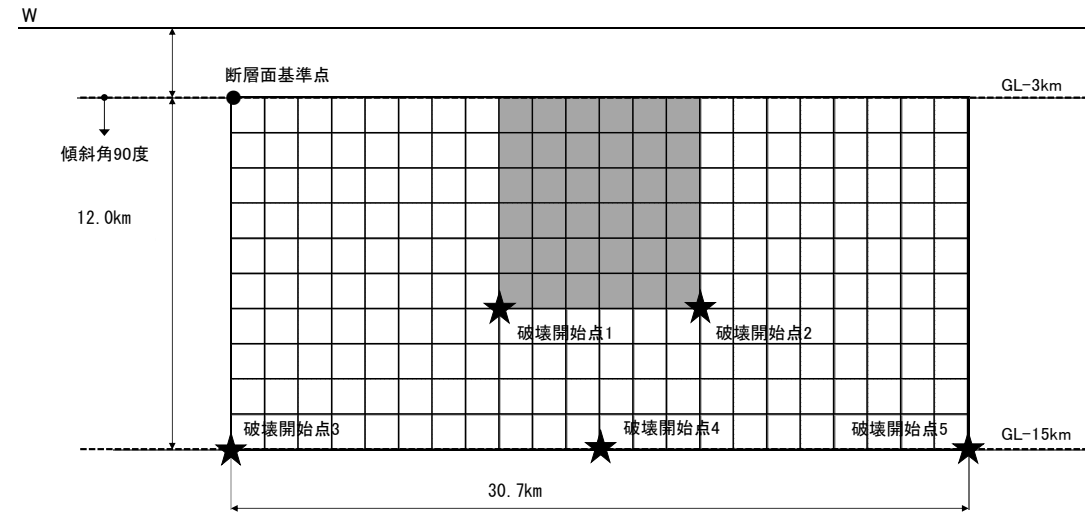
## ③基本ケースの震源モデルの設定

• F-14断層による地震の基本ケースの震源モデルを以下に示す。

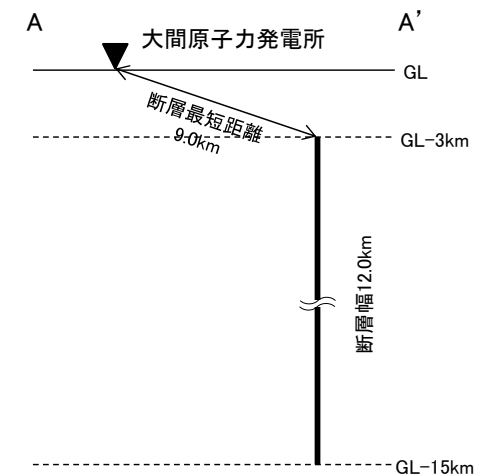


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
M7.0	14.8km	9.0km



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

## 3.2 震源モデルの設定(7/16)

コメントNo.S4-6



## ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(1/6)

- F-14断層による地震について、下記に示す不確かさを考慮する。
  - 認識論的不確かさ : 断層位置, 断層傾斜角, アスペリティの短周期レベル
  - 偶然的不確かさ : アスペリティ位置, 破壊開始点

不確かさの重畳について、考え方は以下のとおり。

- 「認識論的不確かさ」については、それぞれ独立で不確かさを考慮する。
- 「偶然的不確かさ」については、事前の把握が困難であるため、「認識論的不確かさ」と重畳させて考慮する。

## 基本ケースの震源モデルに対する不確かさの整理

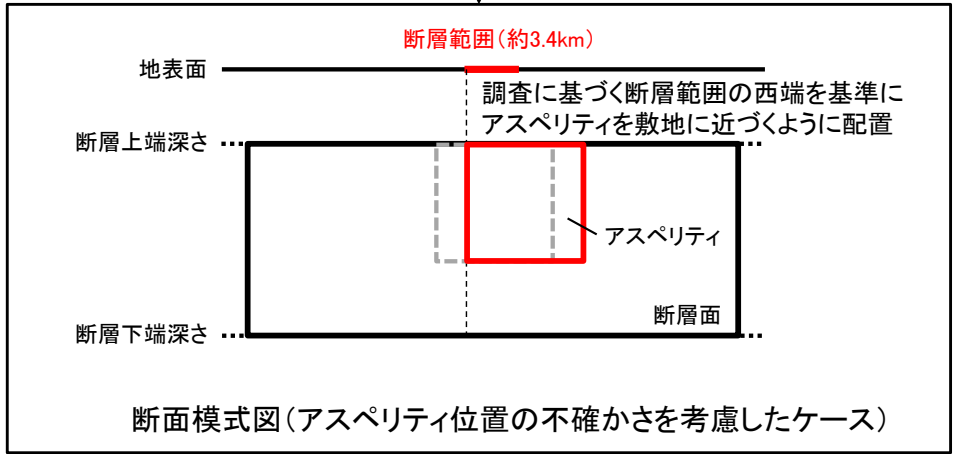
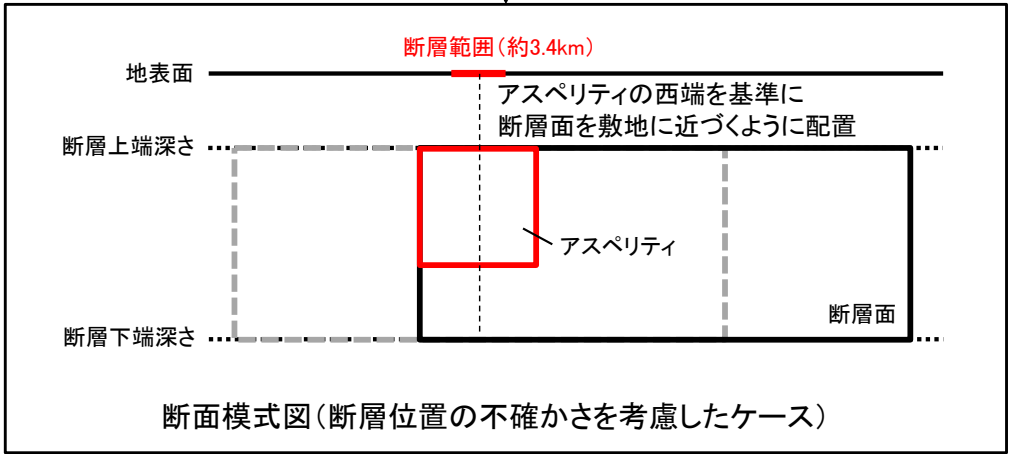
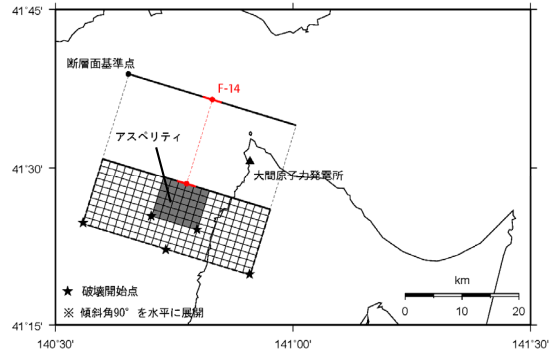
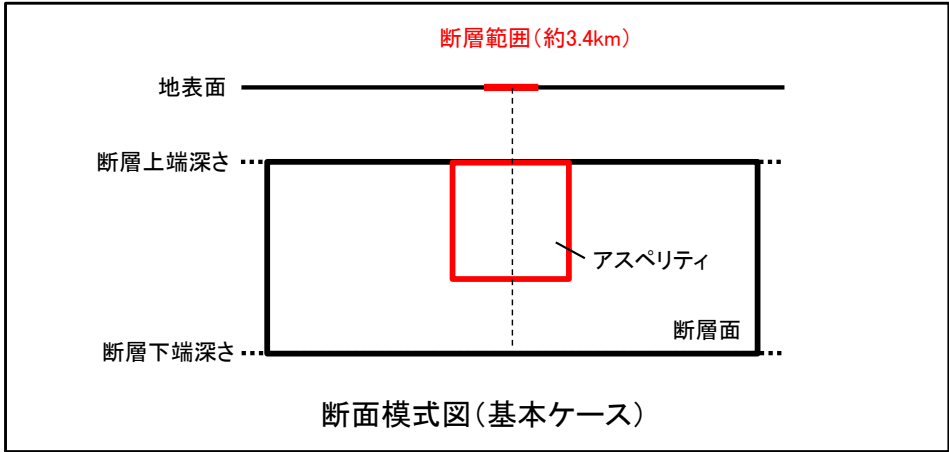
不確かさの種類	パラメータ	基本ケースの震源モデルの考え方	不確かさの考慮
認識論的不確かさ	地震規模(断層長さ)	保守的にあらかじめ不確かさを織り込み、断層面が地震発生層を飽和する規模である $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ 相当を考慮。(断層長さ30.7km)	断層傾斜角の不確かさを考慮するにあたり、断層面積が拡がることに伴い、地震規模が大きくなることで考慮される。
	断層位置	調査結果により得られている断層範囲に対し、その中点を基準として均等に配置する。	地質調査に基づく断層長さが約3.4kmと短く、断層位置を設定するための十分な情報が得られていないことから、敷地に及ぼす影響が大きくなるように、アスペリティの西端を基準に、断層面が敷地に近づく配置を考慮する。(P.28参照)
	断層傾斜角	地質調査結果の範囲で、断層面が最も敷地に近い鉛直(90°)を設定。	地質調査により断層下端までの情報が得られておらず、断層下端まで鉛直であるとも限らないため、断層傾斜角の不確かさを考慮する。断層傾斜角は、基本ケースにおいて鉛直横ずれ断層と評価していることから、高傾斜の縦ずれ断層(傾斜角60°)との違いを考慮し、75°に設定する。傾斜方向は、保守性の観点から断層面が敷地に近づく南傾斜に設定する。
	アスペリティの短周期レベル(応力降下量)	強震動予測レシピに基づき設定。	新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、強震動予測レシピの1.5倍を考慮する。
偶然的不確かさ	アスペリティ位置	調査に基づく断層範囲の中点を基準に均等に設定。アスペリティの深さは、せん断変形が地表に達していること、及び断層上端が敷地に近くなる配置であることを考慮し、断層上端に設定。	アスペリティの長さに対し、調査に基づく断層範囲が短く、アスペリティ位置を一義的に設定できないことを踏まえ、敷地に及ぼす影響が大きくなるように、調査に基づく断層範囲の西端を基準にアスペリティが敷地に近づく位置を考慮する。深さは、せん断変形が地表に達していること、及び断層上端が敷地に最も近くなる配置であることを考慮し、断層上端に配置。(P.28参照)
	破壊開始点	破壊が敷地に向かうように、複数の破壊開始点を設定。	同左

   : 認識論的不確かさとして考慮するパラメータ



④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(2/6)

- 断層位置の不確かさ, 及びアスペリティ位置の不確かさを考慮した震源モデルの設定方法を示す。
- 断層位置の不確かさとして, アスペリティの西端を基準に断層面が敷地に近づく配置を考慮する。
- アスペリティ位置の不確かさとして, 調査に基づく断層範囲の西端を基準にアスペリティが敷地に近づく配置を考慮する。



## 3.2 震源モデルの設定(9/16)

コメントNo.S4-6



## ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(3/6)

- F-14断層による地震の検討ケースは、基本ケースに加え、不確かさを考慮したケースを設定し、各々の不確かさの敷地に及ぼす影響を確認する。
- P.57に示すとおり、認識論的不確かさ(断層位置、断層傾斜角、短周期レベルの不確かさ)を考慮したケースでは、短周期レベルの不確かさケースが支配的である。したがって、偶然的不確かさであるアスペリティ位置の不確かさは、短周期レベルの不確かさと重畳させたケースを考慮する。

F-14断層による地震の検討ケース一覧

検討ケース	断層位置	地震規模	断層傾斜角(°)	アスペリティの短周期レベル(応力降下量)	アスペリティ位置	破壊開始点
基本ケース	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	M7.0 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	90	強震動予測レシピ	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	複数設定
断層位置の不確かさケース	敷地に近づけて配置	M7.0 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	90	強震動予測レシピ	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	複数設定
断層傾斜角の不確かさケース	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	M7.0 ( $M_0=8.1 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	75 (南傾斜)	強震動予測レシピ	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	複数設定
短周期レベルの不確かさケース※	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	M7.0 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	90	強震動予測レシピ × 1.5倍	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	複数設定
アスペリティ位置の不確かさケース	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	M7.0 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	90	強震動予測レシピ	断層範囲の西端を基準に敷地に近づけて配置	複数設定
アスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケース	断層範囲の midpoint を基準に均等に配置	M7.0 ( $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{N}\cdot\text{m})$ )	90	強震動予測レシピ × 1.5倍	断層範囲の西端を基準に敷地に近づけて配置	複数設定

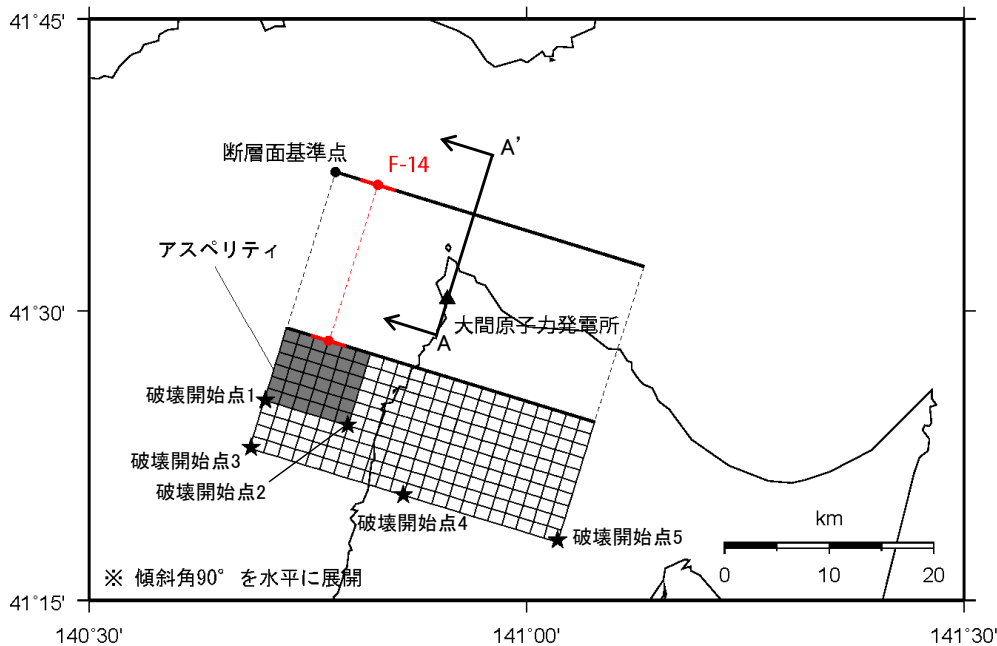
※：短周期レベルの不確かさケースの震源モデルはP.26参照(基本ケースの震源モデルと同一)。

：認識論的不確かさとして考慮するパラメータ

：偶然的不確かさとして考慮するパラメータ

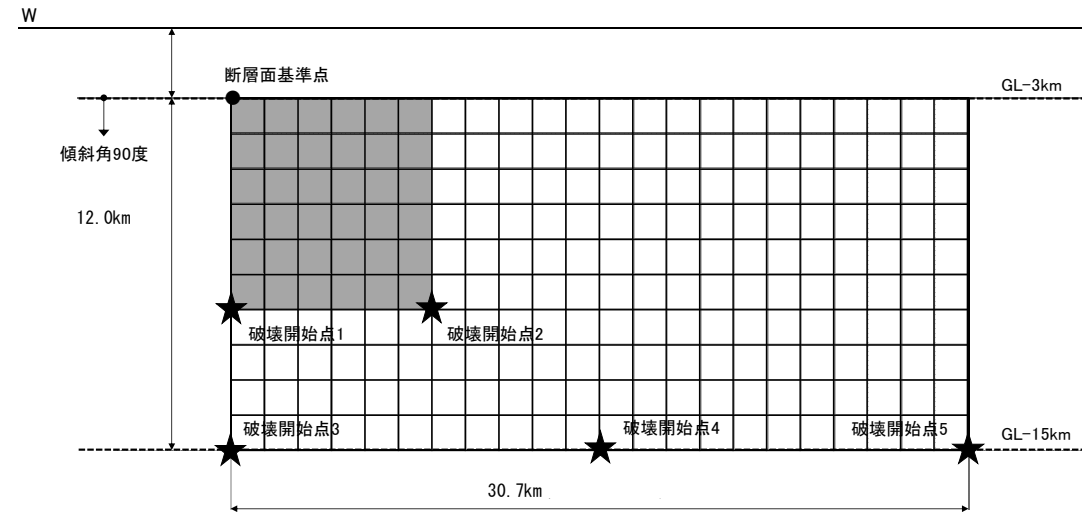
### ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(4/6)

- F-14断層による地震の断層位置の不確かさケースの震源モデルを以下に示す。

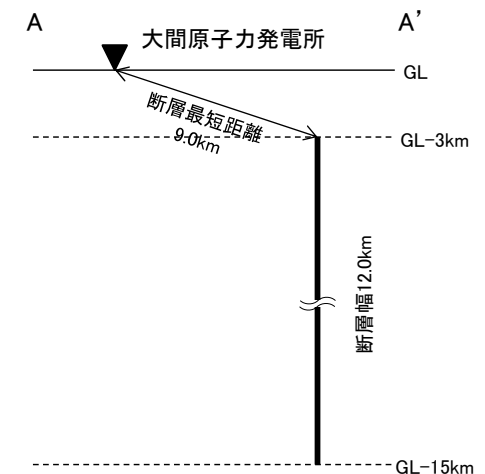


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
M7.0	14.3km	9.0km



(b) 展開図

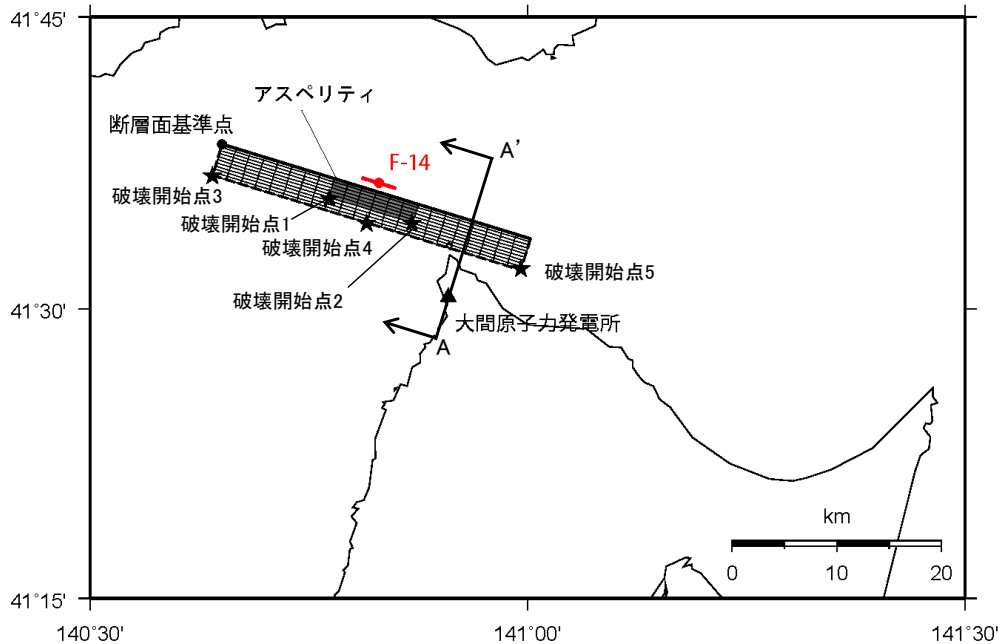


(c) A-A' 断面模式図

震源モデル(断層位置の不確かさケース)

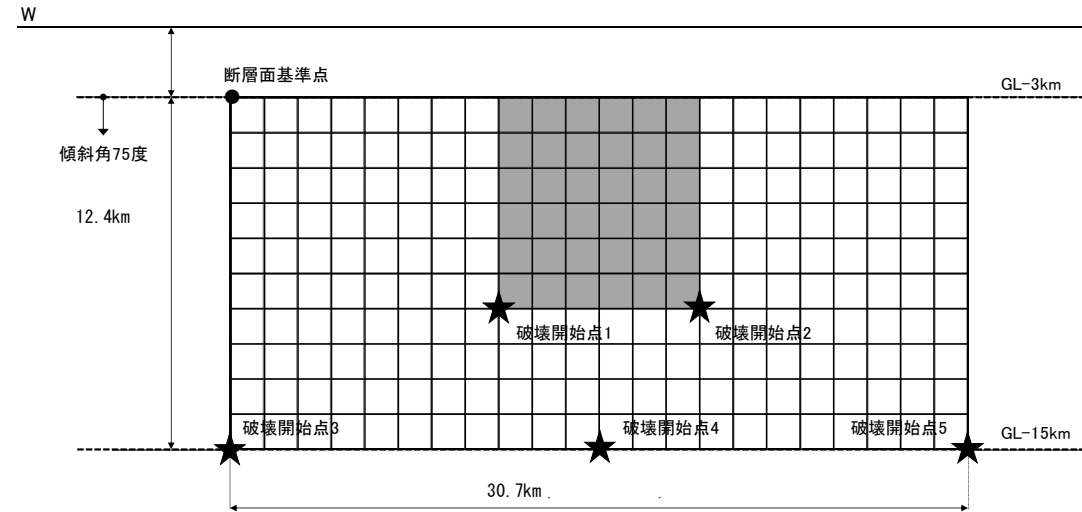
#### ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(5/6)

・ F-14断層による地震の断層傾斜角の不確かさケースの震源モデルを以下に示す。

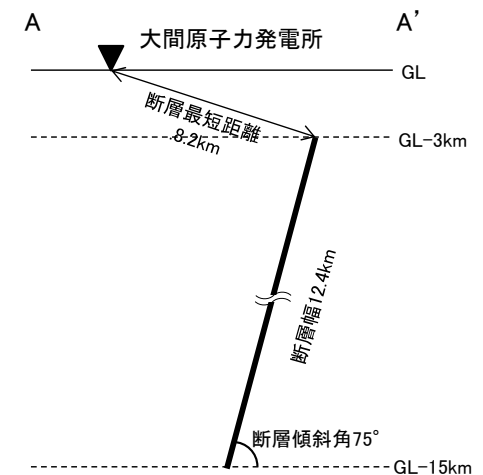


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
M7.0	13.6km	8.2km



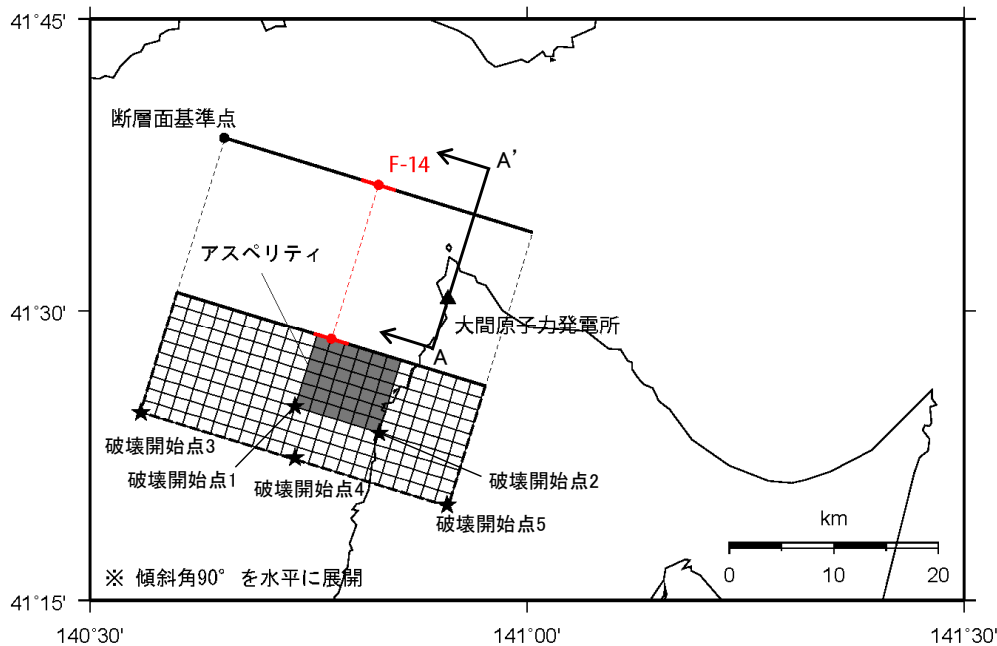
(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

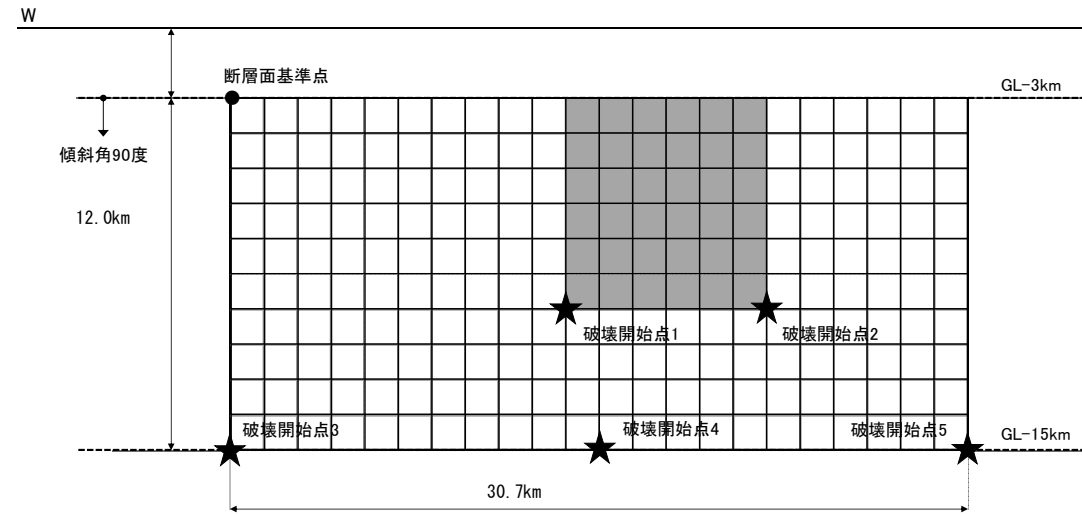
### ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(6/6)

- F-14断層による地震のアスペリティ位置の不確かさケース及びアスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケースの震源モデルを以下に示す。

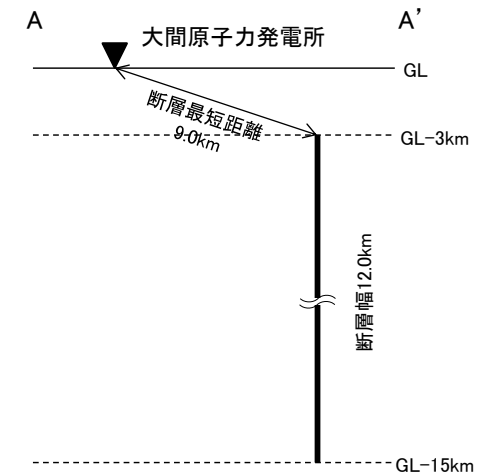


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
M7.0	13.9km	9.0km



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

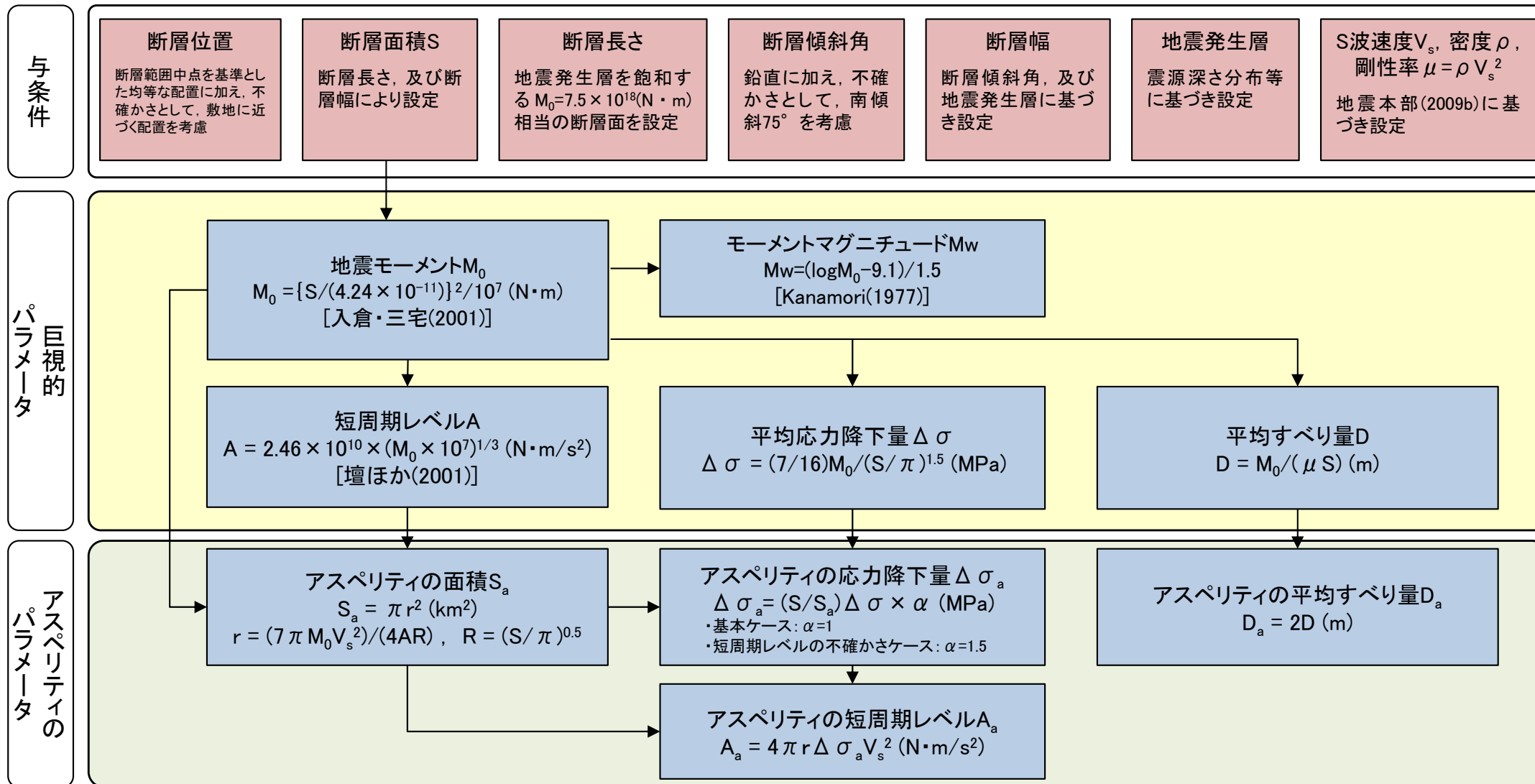
震源モデル(アスペリティ位置の不確かさケース, アスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケース)



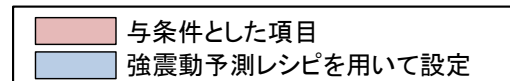
## 3.2 震源モデルの設定 (13/16)

### ⑤断層パラメータの設定 (1/4): 断層パラメータの設定フロー

- 断層パラメータは、強震動予測レシピに基づき設定する。



断層パラメータの設定フロー



## 3.2 震源モデルの設定(14/16)



### ⑤断層パラメータの設定(2/4): 基本ケース, 断層位置の不確かさケース, アスペリティ位置の不確かさケース

F-14断層による地震 基本ケース, 断層位置の不確かさケース, 及びアスペリティ位置の不確かさケースの断層パラメータ

項目		記号(単位)	設定値	設定根拠	
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	90	同上
		上端深さ	h(km)	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	b(km)	15	同上
		長さ	L(km)	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	W(km)	12.0	$W=(b-h)/\sin \delta$
		断層面積	S(km <sup>2</sup> )	368	$S=L \times W$
		地震モーメント	M <sub>0</sub> (N・m)	7.5E+18	$M_0 = (S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	Mw	6.5	$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	V <sub>s</sub> (km/s)	3.4	地震本部(2009b)
		剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	3.12E+10	$\mu = \rho V_s^2, \rho = 2.7t/m^3$
		平均すべり量	D(m)	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	2.60	$\Delta \sigma = (7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	A(N・m/s <sup>2</sup> )	1.04E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		破壊伝播速度	V <sub>r</sub> (km/s)	2.4	$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))
高周波遮断振動数	fmax(Hz)	8.3	香川ほか(2003)		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	57	$S_a = \pi r^2, r = (7 \pi M_0 V_s^2) / (4AR), R = (S/\pi)^{0.5}$
		地震モーメント	M <sub>0a</sub> (N・m)	2.3E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
		平均すべり量	D <sub>a</sub> (m)	1.3	$D_a = 2 \times D$
		応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	16.8	$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \times \Delta \sigma$
		短周期レベル	A <sub>a</sub> (N・m/s <sup>2</sup> )	1.04E+19	$A_a = 4 \pi r \Delta \sigma_a V_s^2$
	背景領域	面積	S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	311	$S_b = S - S_a$
		地震モーメント	M <sub>0b</sub> (N・m)	5.2E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
平均すべり量		D <sub>b</sub> (m)	0.5	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	
	実効応力	$\sigma_b$ (MPa)	4.3	$\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta \sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$	
Q値		—	100f <sup>1.0</sup>	Kakehi and Irikura (1997)	

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り



⑤断層パラメータの設定(3/4):断層傾斜角の不確かさケース

F-14断層による地震 断層傾斜角の不確かさケースの断層パラメータ

		項目	記号(単位)	設定値	設定根拠
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	75	傾斜角の不確かさを考慮
		上端深さ	h(km)	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	b(km)	15	同上
		長さ	L(km)	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	W(km)	12.4	$W=(b-h)/\sin \delta$
		断層面積	S(km <sup>2</sup> )	381	$S=L \times W$
		地震モーメント	M <sub>0</sub> (N・m)	8.1E+18	$M_0=(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	Mw	6.5	$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	V <sub>s</sub> (km/s)	3.4	地震本部(2009b)
		剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	3.12E+10	$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7t/m^3$
		平均すべり量	D(m)	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	2.64	$\Delta \sigma=(7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	A(N・m/s <sup>2</sup> )	1.06E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		破壊伝播速度	V <sub>r</sub> (km/s)	2.4	$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))
高周波遮断振動数	fmax(Hz)	8.3	香川ほか(2003)		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	60	$S_a=\pi r^2, r=(7\pi M_0 V_s^2)/(4AR), R=(S/\pi)^{0.5}$
		地震モーメント	M <sub>0a</sub> (N・m)	2.6E+18	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
		平均すべり量	D <sub>a</sub> (m)	1.4	$D_a=2 \times D$
		応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	16.7	$\Delta \sigma_a=(S/S_a) \times \Delta \sigma$
		短周期レベル	A <sub>a</sub> (N・m/s <sup>2</sup> )	1.06E+19	$A_a=4\pi r \Delta \sigma_a V_s^2$
	背景領域	面積	S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	320	$S_b=S-S_a$
		地震モーメント	M <sub>0b</sub> (N・m)	5.5E+18	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
		平均すべり量	D <sub>b</sub> (m)	0.6	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
		実効応力	$\sigma_b$ (MPa)	4.2	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta \sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$
		Q値	—	100f <sup>1.0</sup>	Takehi and Irikura (1997)

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り



## 3.2 震源モデルの設定(16/16)



### ⑤断層パラメータの設定(4/4):短周期レベルの不確かさケース, アスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケース

F-14断層による地震 短周期レベルの不確かさケース及びアスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケースの断層パラメータ

項目		記号(単位)	設定値	設定根拠	
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta(^{\circ})$	107	地質調査結果による
		傾斜角	$\delta(^{\circ})$	90	同上
		上端深さ	h(km)	3	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	b(km)	15	同上
		長さ	L(km)	30.7	地震規模を踏まえ設定
		幅	W(km)	12.0	$W=(b-h)/\sin \delta$
		断層面積	S(km <sup>2</sup> )	368	$S=L \times W$
		地震モーメント	M <sub>0</sub> (N・m)	7.5E+18	$M_0 = (S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ (入倉・三宅(2001))
		モーメントマグニチュード	Mw	6.5	$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	V <sub>s</sub> (km/s)	3.4	地震本部(2009b)
		剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	3.12E+10	$\mu = \rho V_s^2, \rho = 2.7t/m^3$
		平均すべり量	D(m)	0.7	$D=M_0/(\mu S)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	2.60	$\Delta \sigma = (7/16)M_0/(S/\pi)^{1.5}$
		短周期レベル	A(N・m/s <sup>2</sup> )	1.04E+19	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ (壇ほか(2001))
		破壊伝播速度	V <sub>r</sub> (km/s)	2.4	$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))
高周波遮断振動数	fmax(Hz)	8.3	香川ほか(2003)		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	S <sub>a</sub> (km <sup>2</sup> )	57	$S_a = \pi r^2, r = (7\pi M_0 V_s^2) / (4AR), R = (S/\pi)^{0.5}$
		地震モーメント	M <sub>0a</sub> (N・m)	2.3E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
		平均すべり量	D <sub>a</sub> (m)	1.3	$D_a = 2 \times D$
		応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	25.2	$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \times \Delta \sigma \times 1.5$
		短周期レベル	A <sub>a</sub> (N・m/s <sup>2</sup> )	1.56E+19	$A_a = 4\pi r \Delta \sigma_a V_s^2$
	背景領域	面積	S <sub>b</sub> (km <sup>2</sup> )	311	$S_b = S - S_a$
地震モーメント		M <sub>0b</sub> (N・m)	5.2E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	
平均すべり量		D <sub>b</sub> (m)	0.5	$D_b = M_{0b}/(\mu S_b)$	
実効応力		$\sigma_b$ (MPa)	6.5	$\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a) \Delta \sigma_a, W_b=W, W_a=S_a^{0.5}$	
Q値		—	100f <sup>1.0</sup>	Kakehi and Irikura (1997)	

第983回審査会合 資料2-1  
誤り④:断層全体の  
応力降下量の誤り

第983回審査会合 資料2-1  
誤り⑤:アスペリティの  
応力降下量の誤り

## 3.3 地震動評価手法(1/4)



### 地震動評価の方針

#### ■ 応答スペクトルに基づく地震動評価

- 解放基盤表面における水平動及び鉛直動を予測することが可能なNoda et al.(2002)による方法の地震動評価<sup>※1</sup>を行う。ただし、保守的な評価となるようにNoda et al.(2002)に基づく内陸地殻内地震に対する補正は考慮しない。
- 観測記録による補正は、想定震源周辺に適切な地震が発生していないことから行わない。

#### ■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

- 敷地において要素地震に適した観測記録<sup>※2</sup>が得られていないことから、統計的グリーン関数法及び理論的手法によるハイブリッド合成法<sup>※3</sup>による地震動評価を行う。

※1 : Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による方法の地震動評価の比較を参考として、P.112～P.115に示す。

※2 : 想定した断層面付近で発生した、規模の差がM2程度以内の、地震のタイプ・メカニズムが想定地震と類似している地震の観測記録。

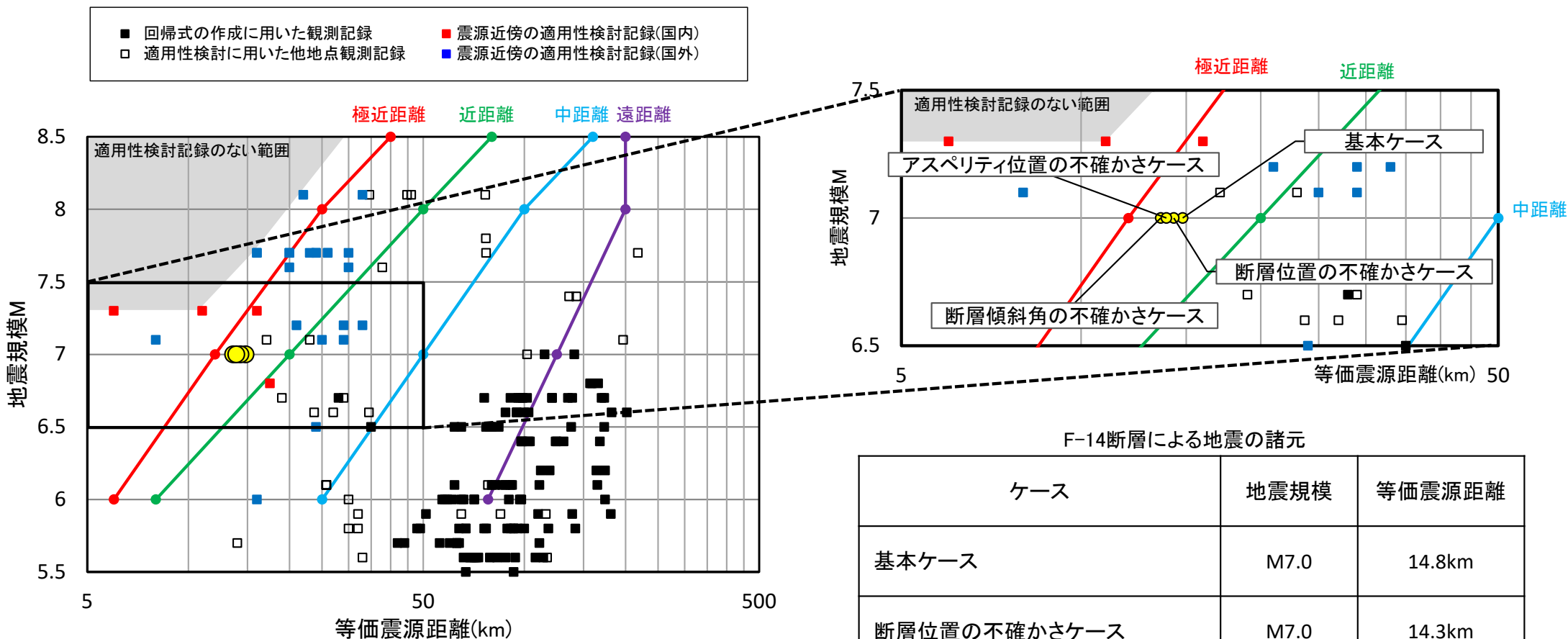
※3 : ハイブリッド合成法については、補足説明資料2章を参照。

### 3.3 地震動評価手法(2/4)

#### 応答スペクトルに基づく地震動評価

#### Noda et al.(2002)のデータ範囲とF-14断層による地震の関係

- ・ 応答スペクトルに基づく地震動評価は、Noda et al.(2002)による方法が適用可能であることを確認した。



Noda et al.(2002)の適用性の確認

F-14断層による地震の諸元

ケース	地震規模	等価震源距離
基本ケース	M7.0	14.8km
断層位置の不確かさケース	M7.0	14.3km
断層傾斜角の不確かさケース	M7.0	13.6km
アスぺリティ位置の不確かさケース	M7.0	13.9km

## 3.3 地震動評価手法(3/4)



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価(1/2)

## 統計的グリーン関数法に用いる深部地下構造モデル

- 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる深部地下構造モデルを示す。

統計的グリーン関数法に用いる深部地下構造モデル

	層No.	下端標高 T.P. (m)	層厚 (m)	$\rho$ ( $t/m^3$ )	$V_s$ (m/s)	$Q_s$	$V_p$ (m/s)	$Q_p$
▼ 基盤の地震動を 評価する位置※	1	-330	100	1.6	860	50	2070	60
	2	-820	490	2.3	1700	80	3500	60
	3	-1770	950	2.5	2200	290	4400	150
▼ 地震基盤	4	-2210	440	2.7	2700		5200	
	5	-	-	2.7	3200	550	5400	210

※：鉛直アレイ地震観測地点において解放基盤表面の地震動を適切に評価できる位置として、T.P.-230m位置を基盤の地震動を評価する位置に設定している。

## 3.3 地震動評価手法(4/4)



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価(2/2)

## 理論的手法に用いる深部地下構造モデル

- 理論的手法による地震動評価に用いる深部地下構造モデルを示す。

理論的手法に用いる深部地下構造モデル

▼ 基盤の地震動を 評価する位置	層No.	下端標高 T.P. (m)	層厚 (m)	$\rho$ (t/m <sup>3</sup> )	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Q
▼ 地震基盤	1	-330	100	1.6	860	2070	50
	2	-820	490	2.3	1700	3500	80
	3	-1770	950	2.5	2200	4400	290
	4	-2210	440	2.7	2700	5200	
	5	-5720	3510	2.7	3200	5400	550
	6	-8720	3000	2.7	3410	5900	
	7	-12520	3800	2.7	3520	6100	550
	8	-20020	7500	2.7	3710	6420	550
	9	-32020	12000	2.8	3850	6660	550
	10	-65020	33000	3.2	4360	7550	550
	11	-98020	33000	3.2	4380	7590	550
	12	-131020	33000	3.2	4490	7780	550
	13	-	-	3.2	4490	7780	550

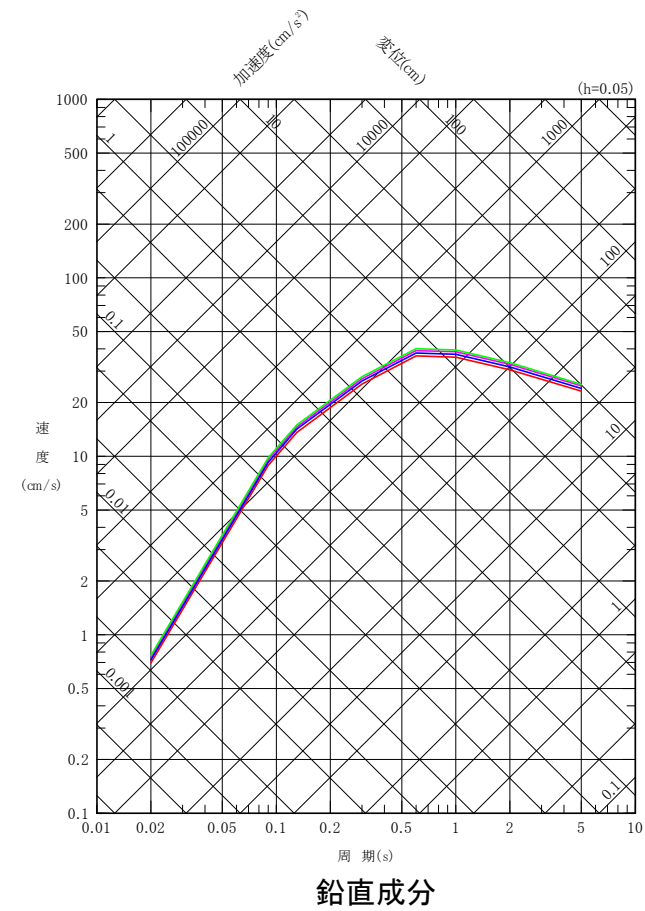
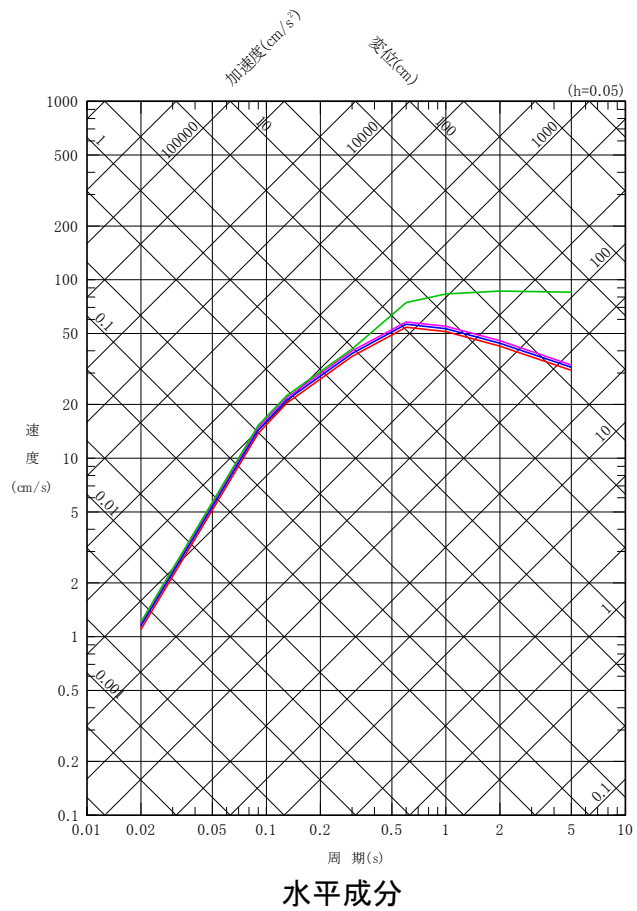


応答スペクトルに基づく地震動評価結果

- 応答スペクトルに基づく地震動評価結果を示す。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価手法として, Noda et al.(2002)による方法(内陸補正なし)を用いた。
- 断層傾斜角の不確かさケースでは, 断層面が敷地に近づき, 敷地がNFRD効果の卓越範囲内に含まれることから, NFRD効果を考慮する。

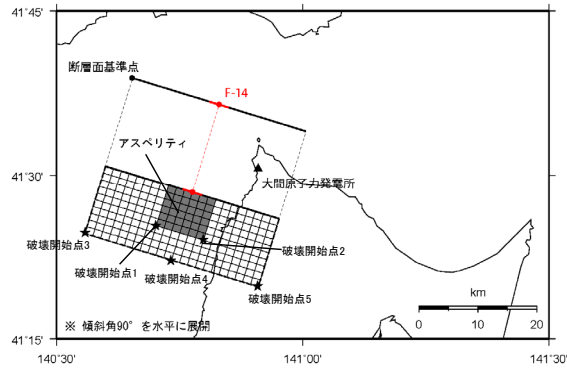
— 基本ケース (M7.0,  $X_{eq}=14.8\text{km}$ )  
— 断層位置の不確かさケース (M7.0,  $X_{eq}=14.3\text{km}$ )  
— 断層傾斜角の不確かさケース\* (M7.0,  $X_{eq}=13.6\text{km}$ )  
— アスペリティ位置の不確かさケース (M7.0,  $X_{eq}=13.9\text{km}$ )

※ : NFRD効果を考慮。

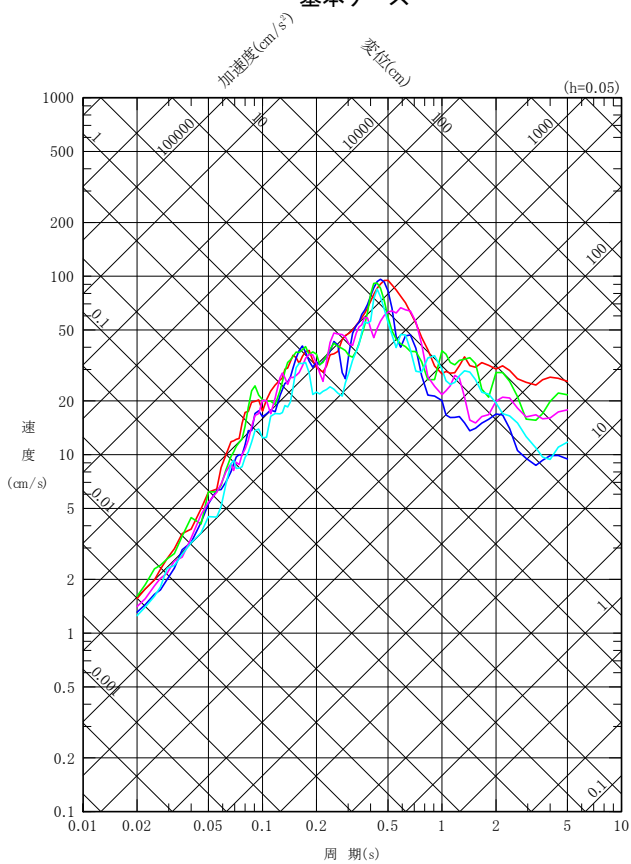
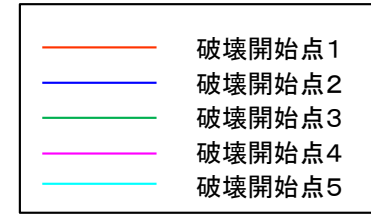




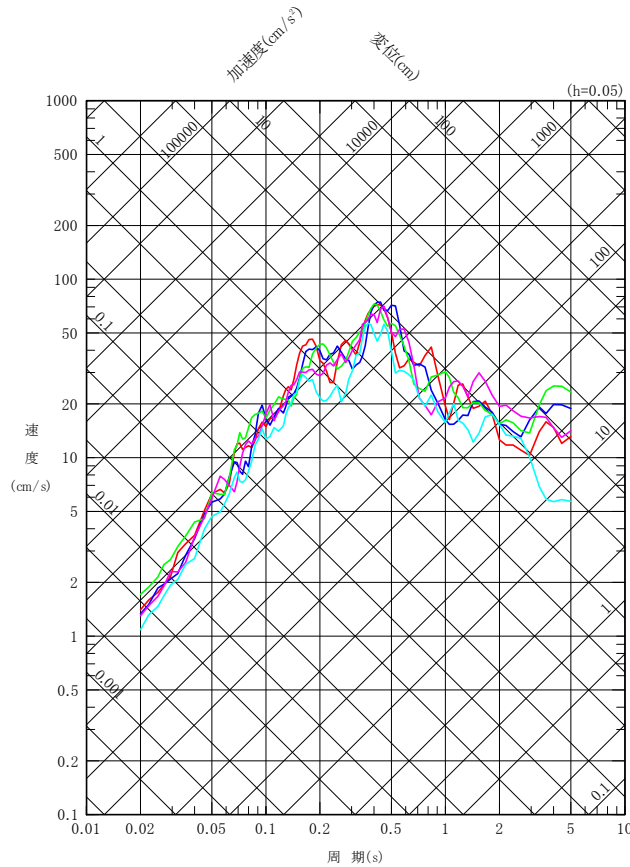
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【基本ケース 応答スペクトル】



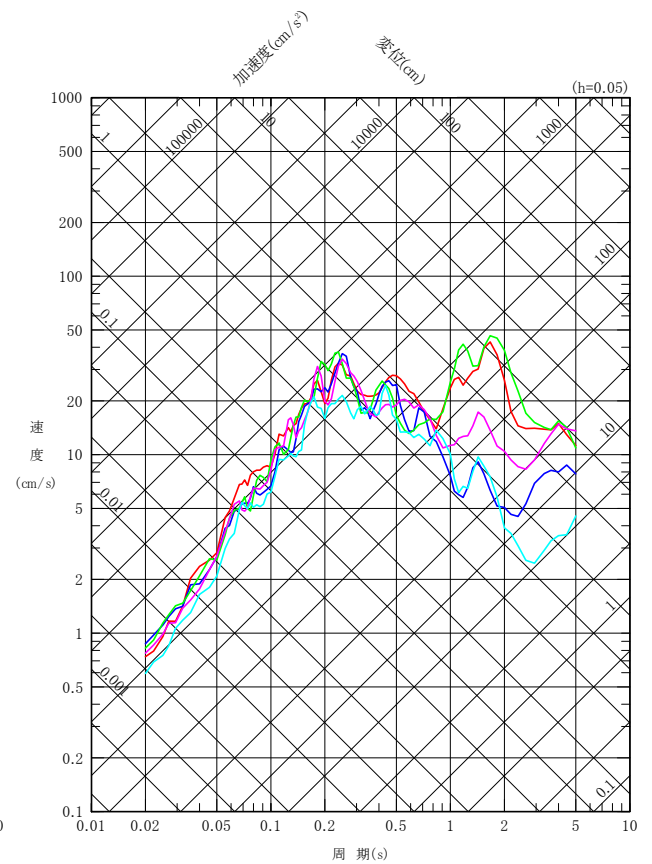
基本ケース



NS成分



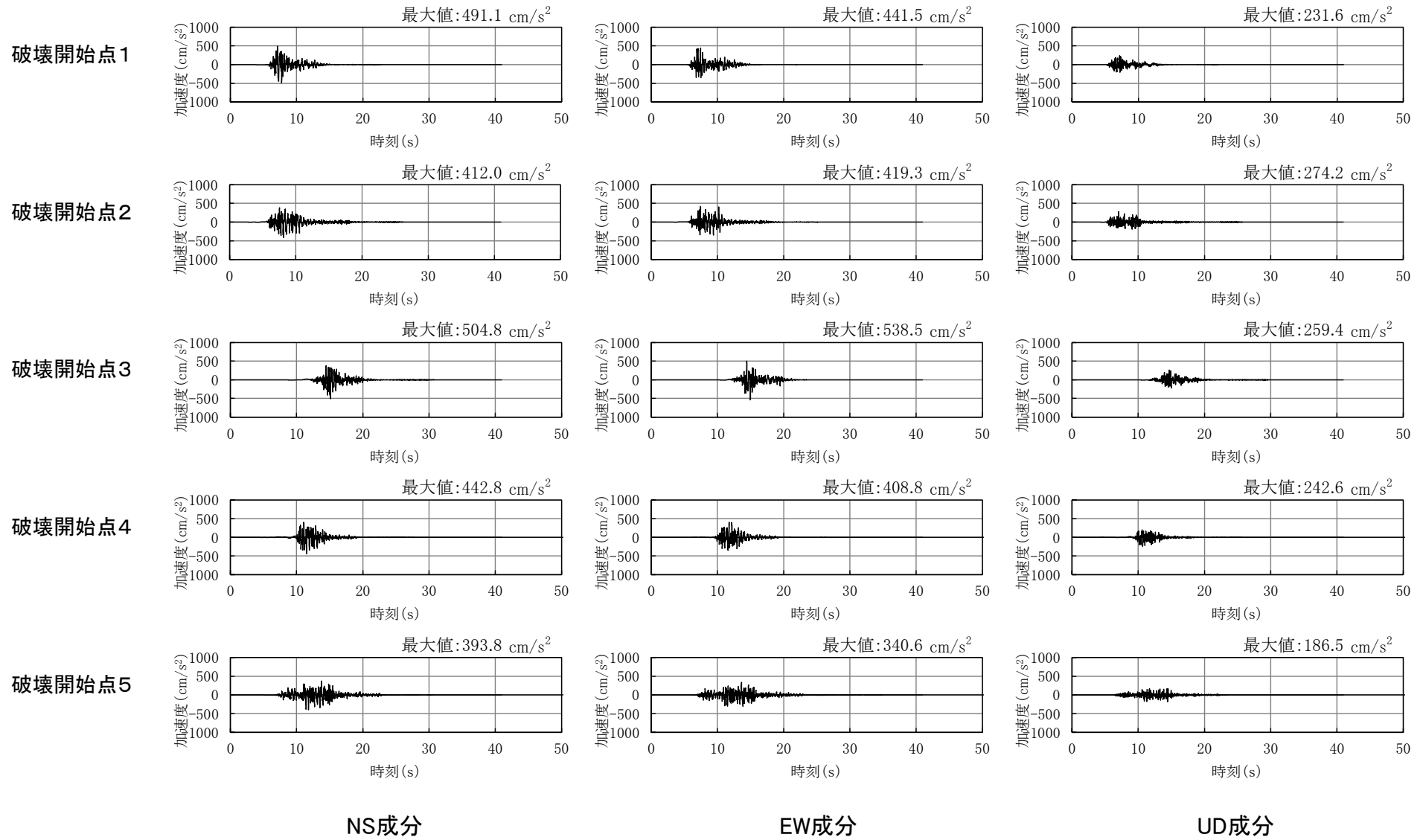
EW成分



UD成分



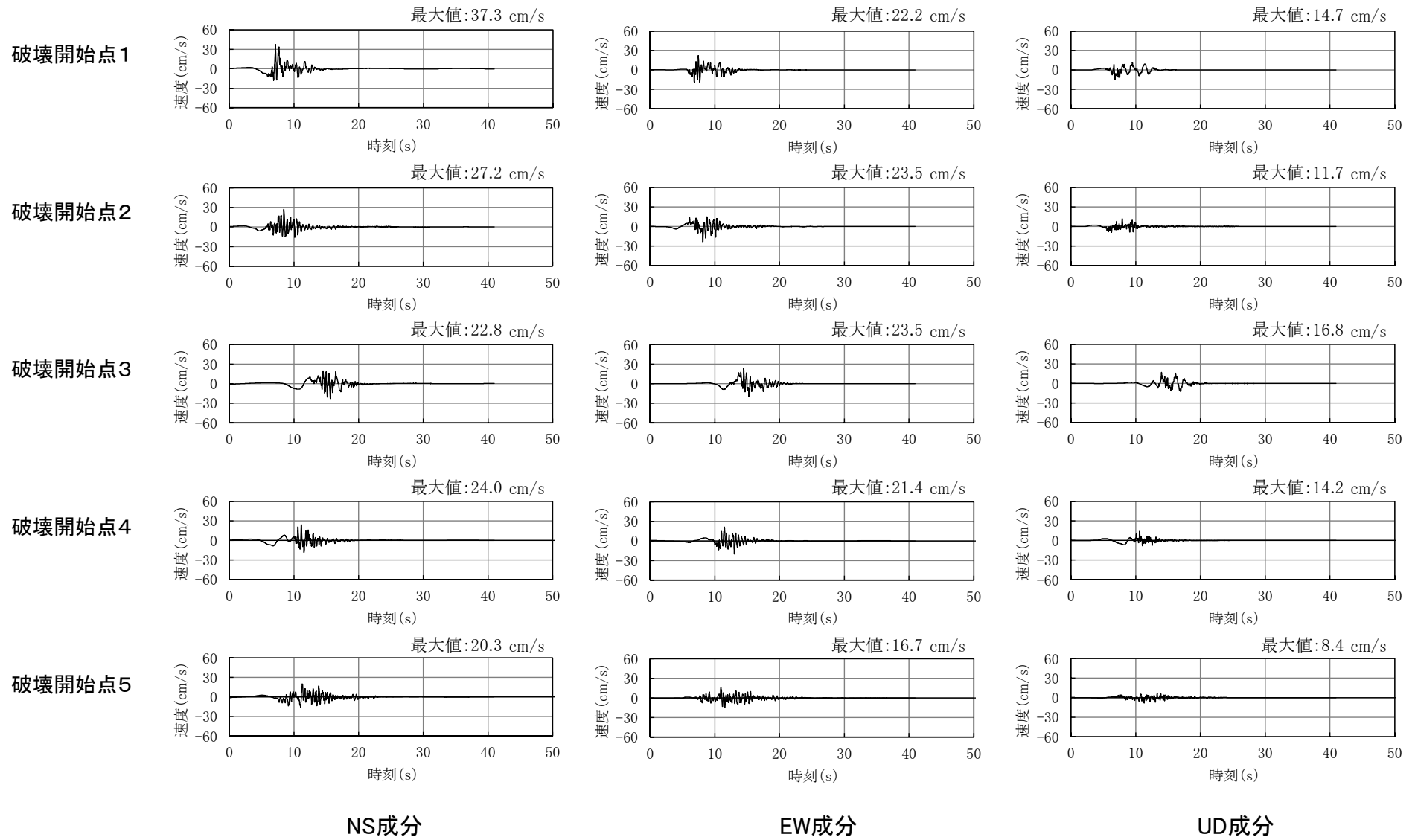
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【基本ケース 加速度時刻歴波形】





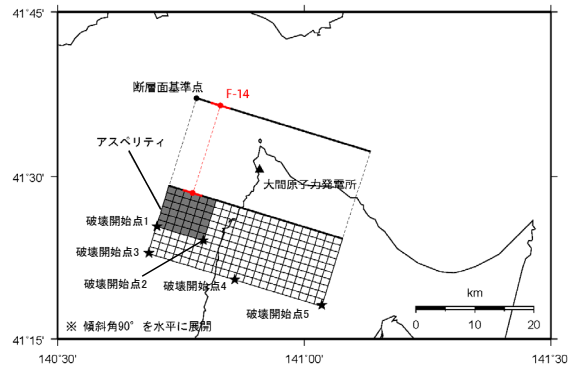


断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【基本ケース 速度時刻歴波形】

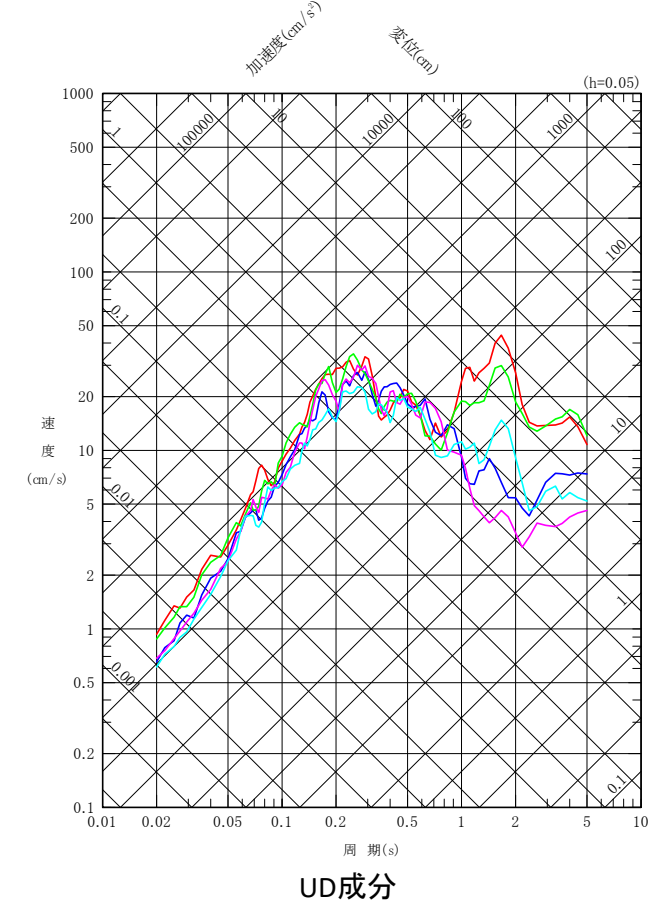
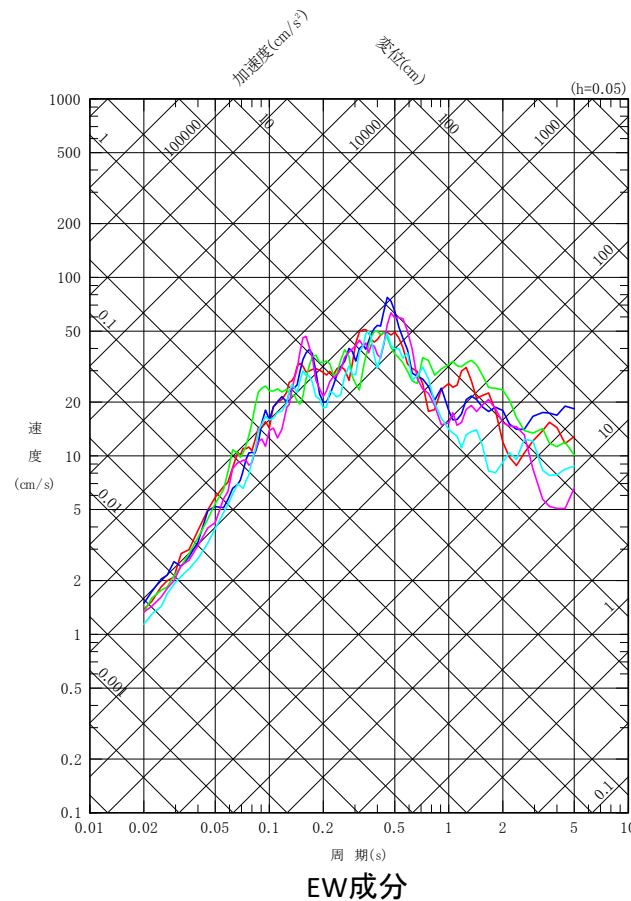
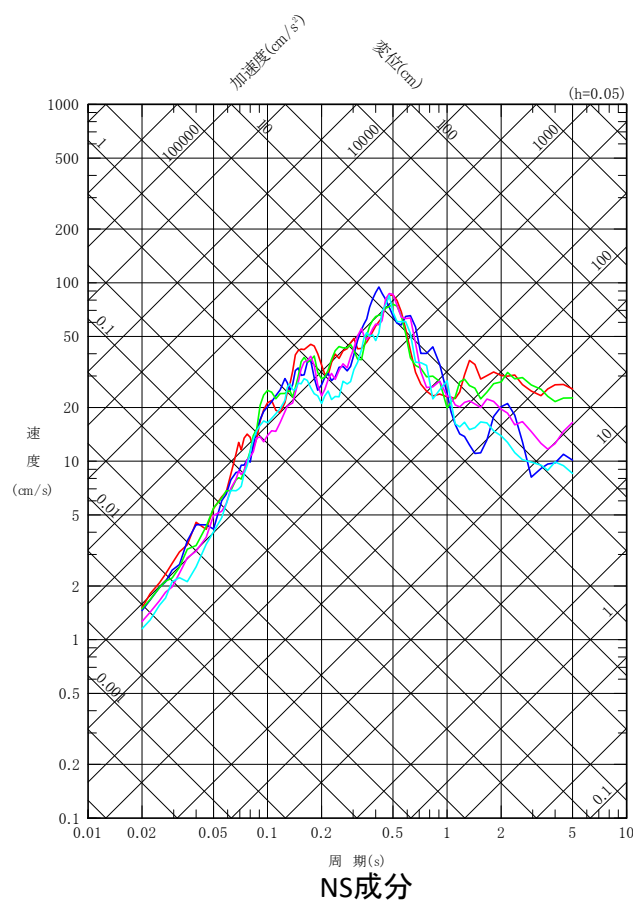
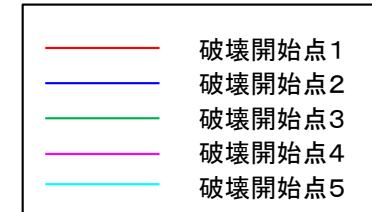




断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【断層位置の不確かさケース 応答スペクトル】

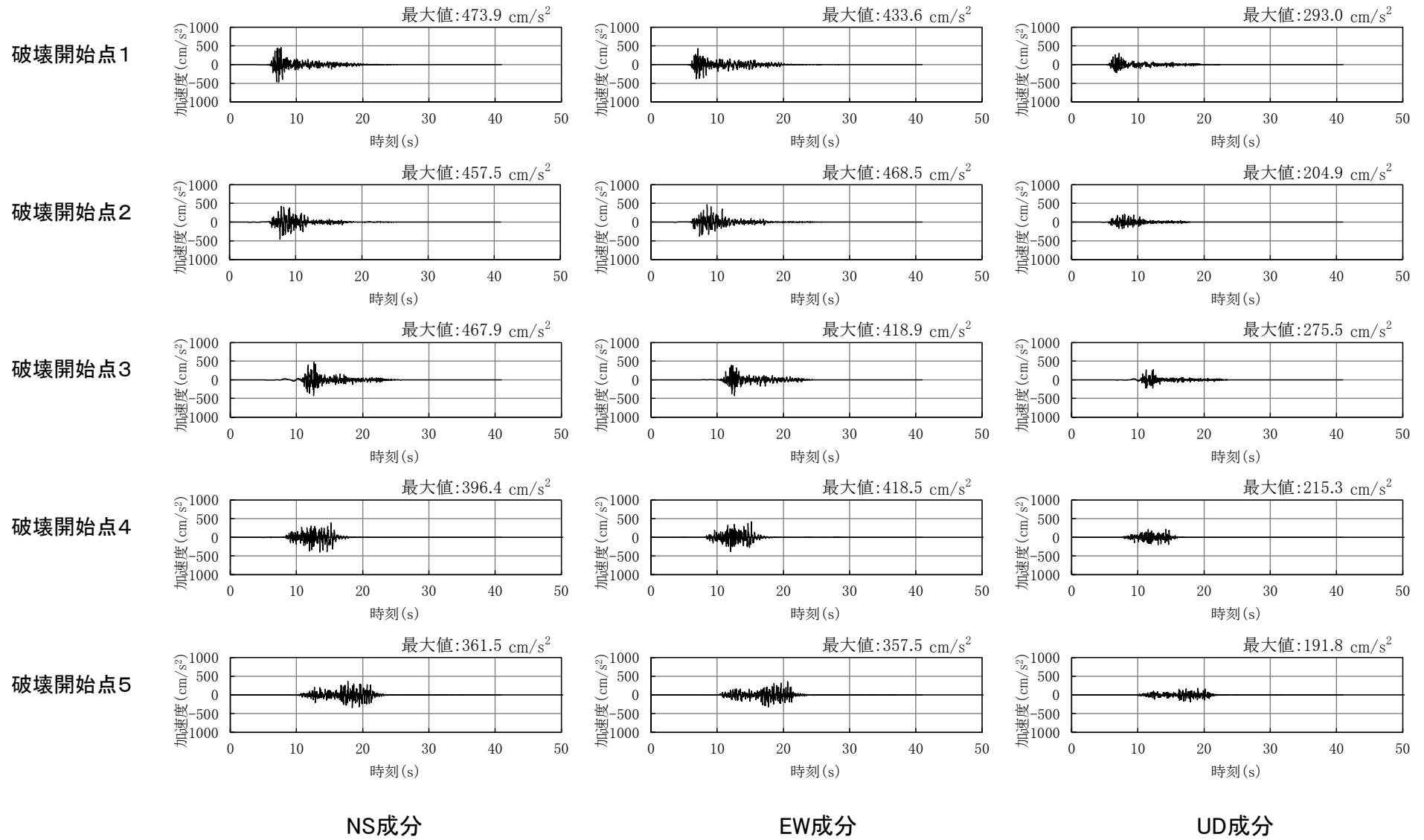


断層位置の不確かさケース



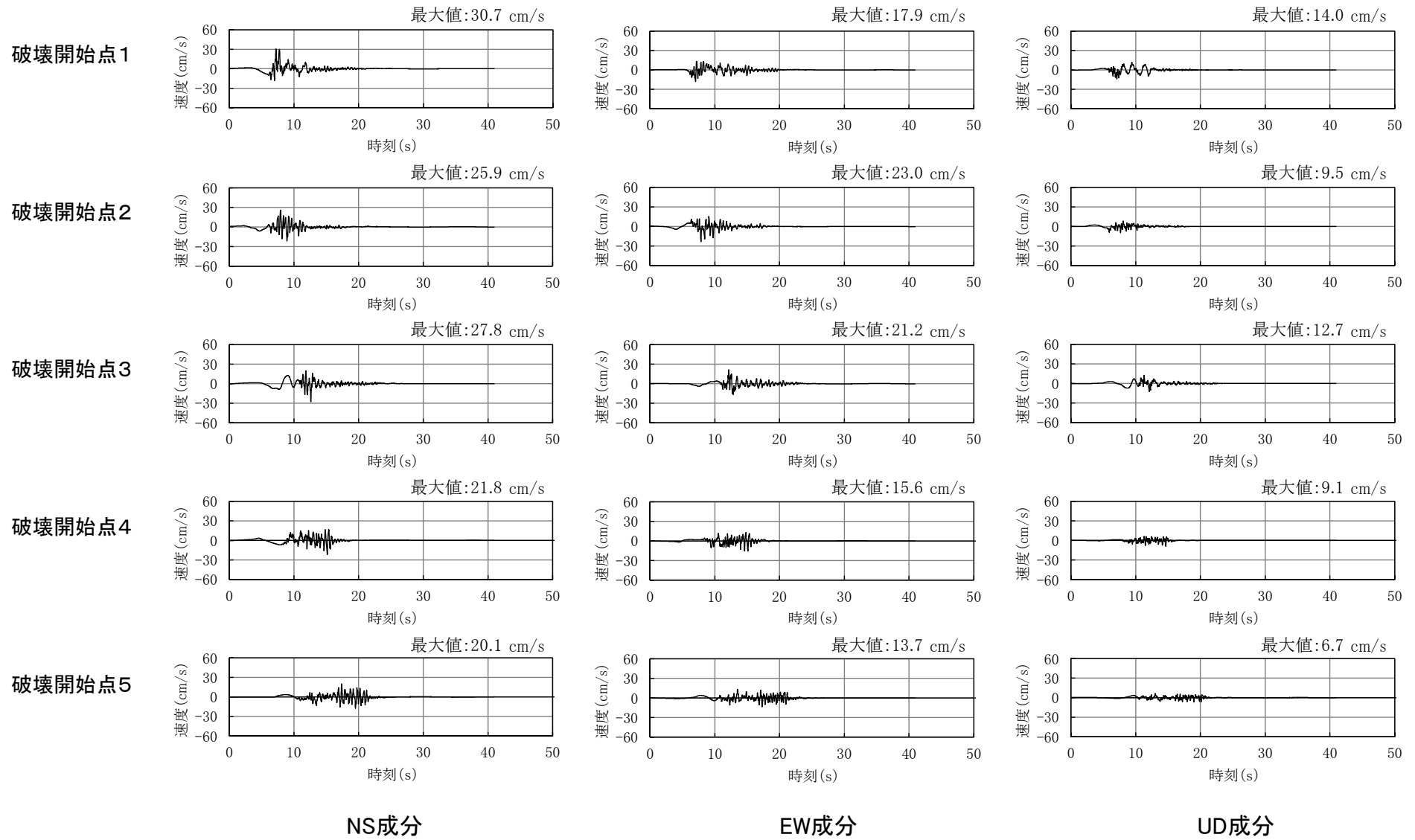


断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【断層位置の不確かさケース 加速度時刻歴波形】



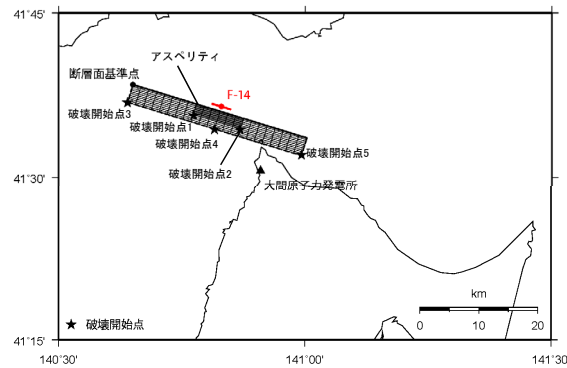


断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【断層位置の不確かさケース 速度時刻歴波形】

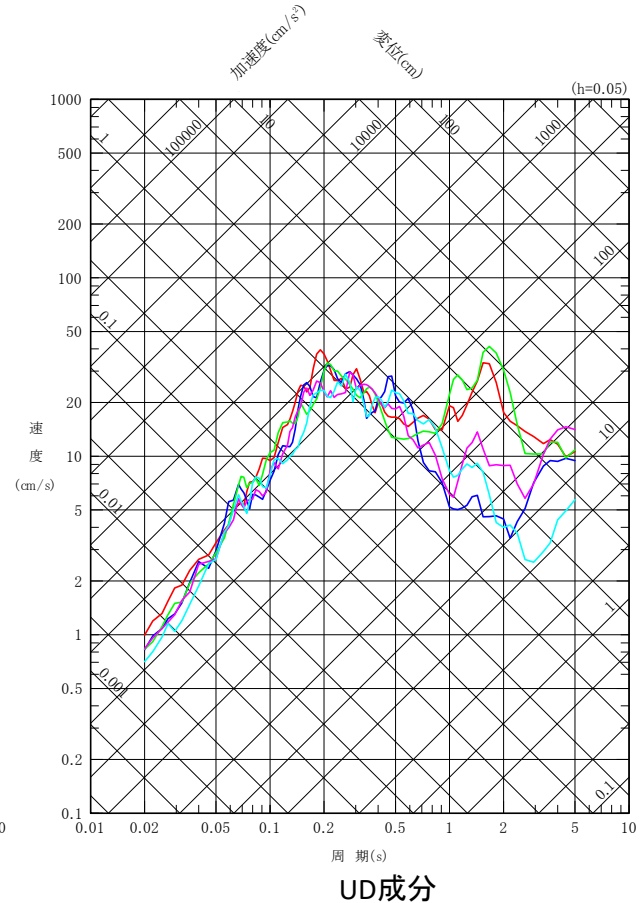
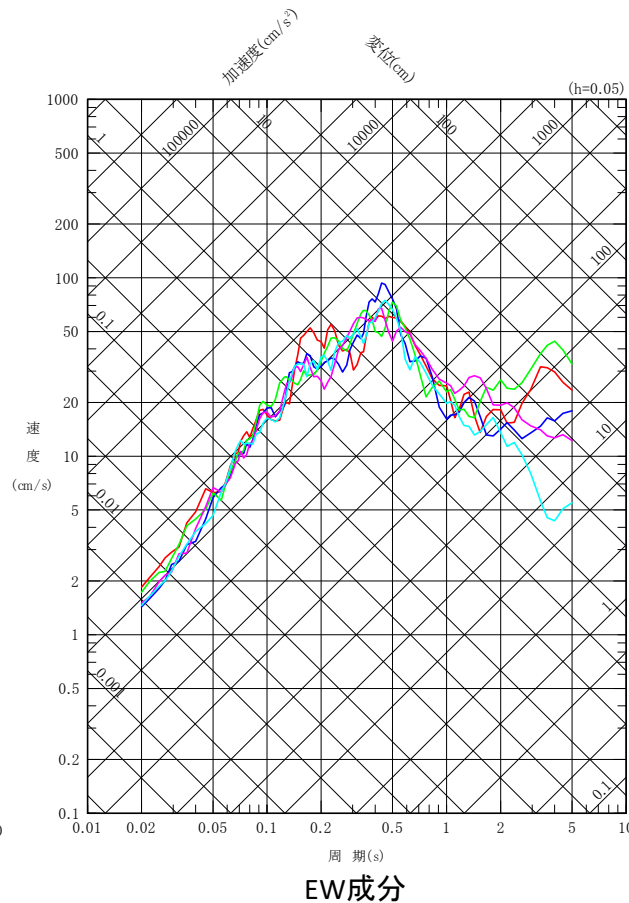
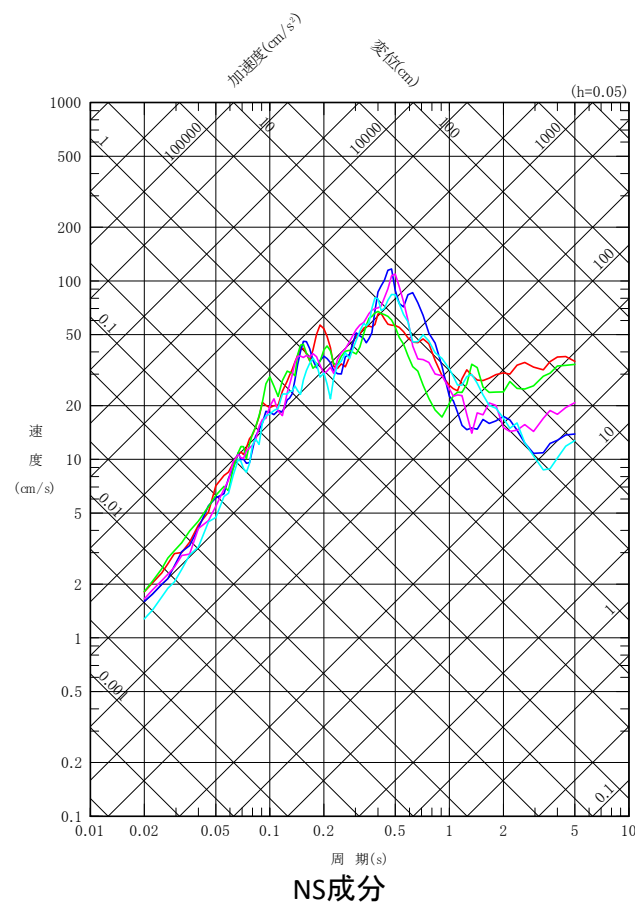
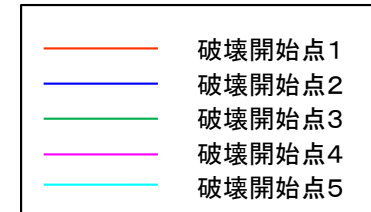




断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【断層傾斜角の不確かさケース 応答スペクトル】

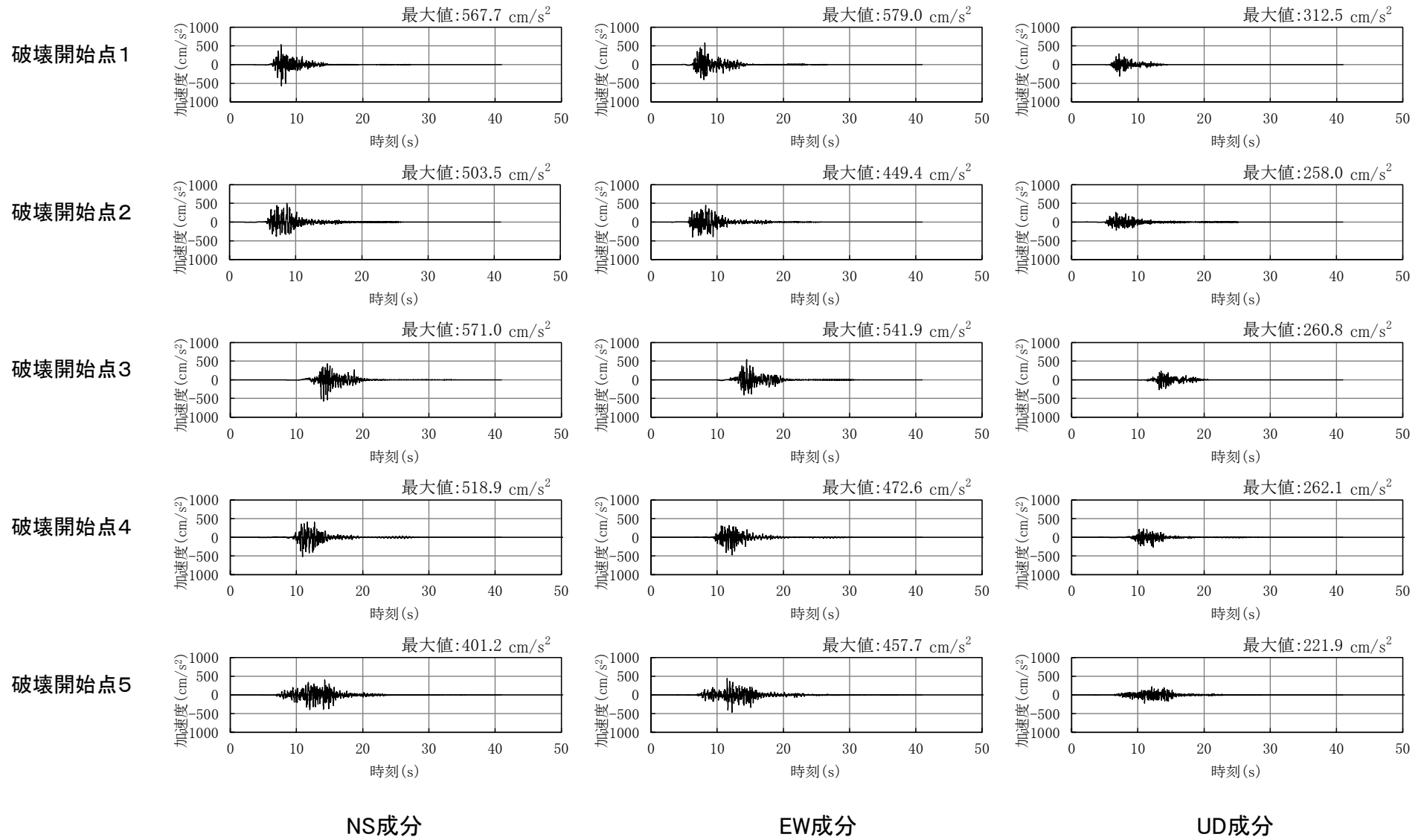


断層傾斜角の不確かさケース





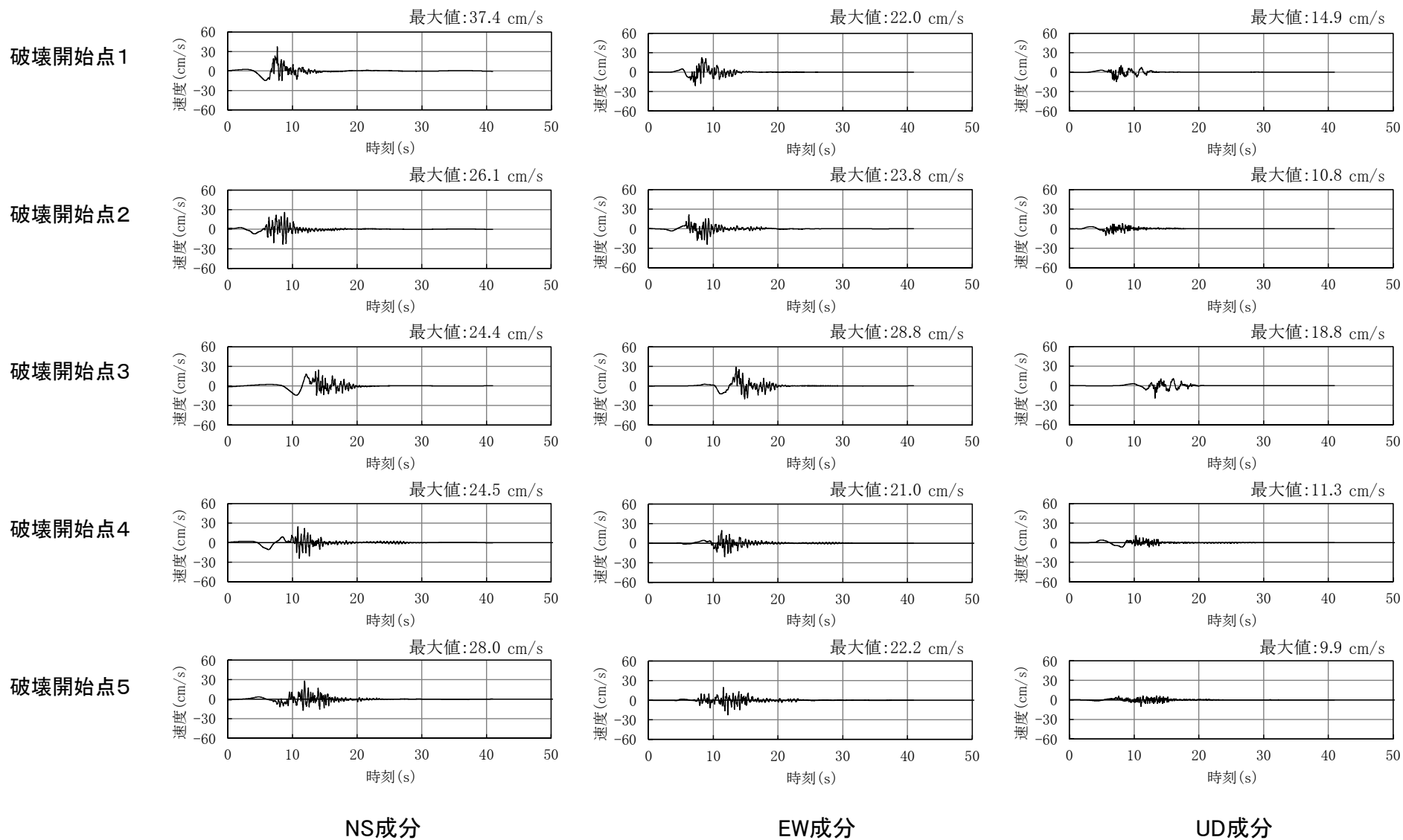
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【断層傾斜角の不確かさケース 加速度時刻歴波形】



## 3.4 地震動評価結果(10/21)

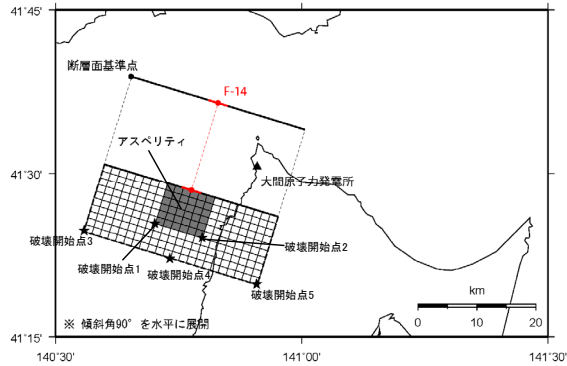


### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【断層傾斜角の不確かさケース 速度時刻歴波形】

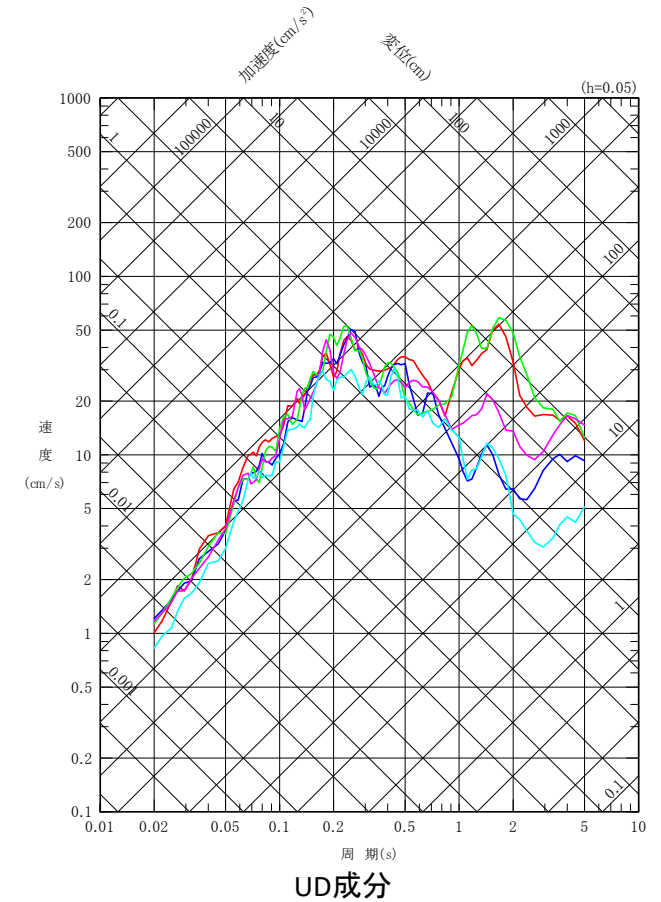
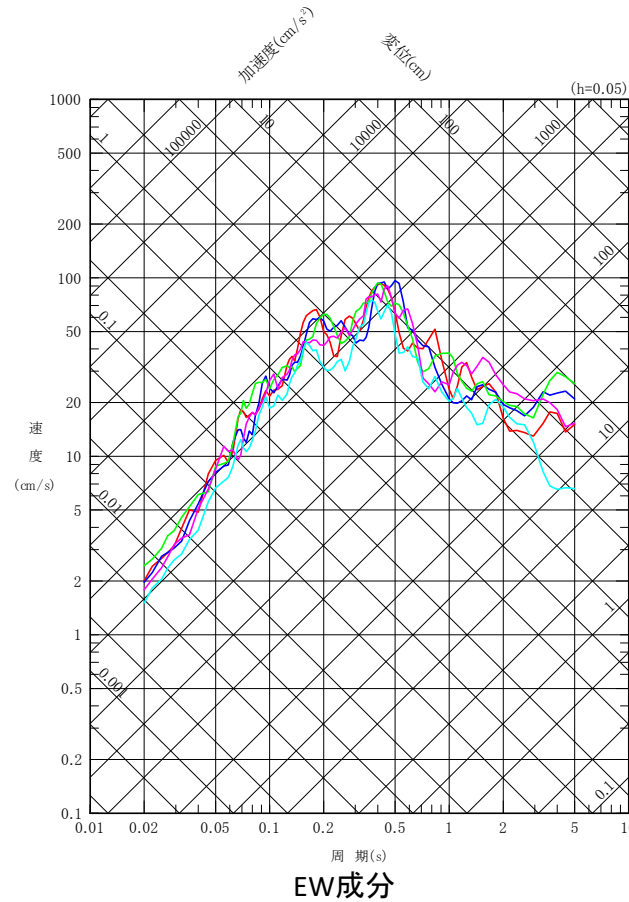
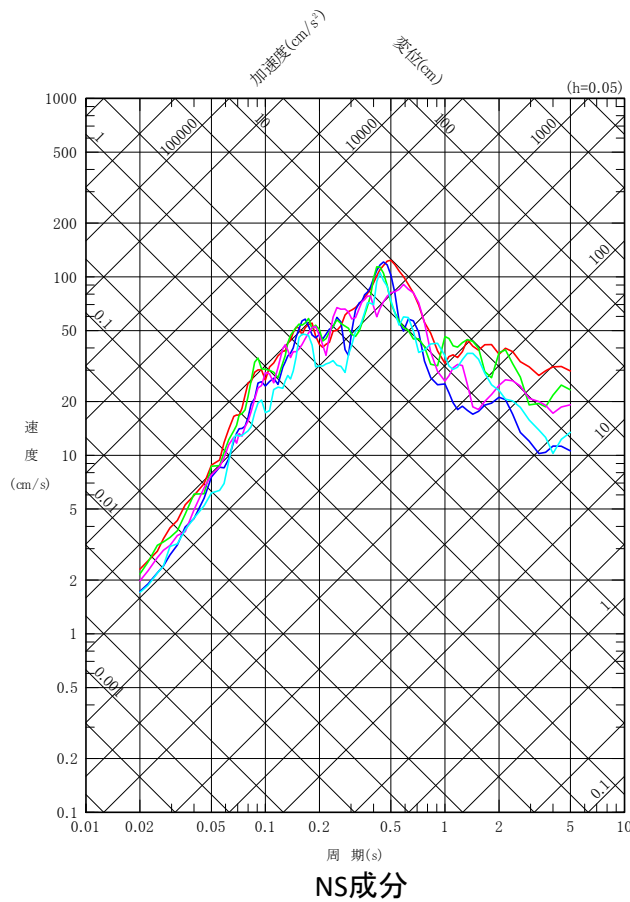
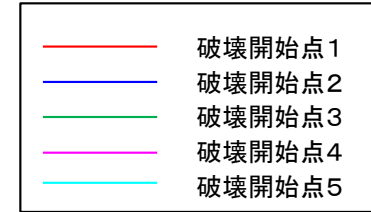




断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【短周期レベルの不確かさケース 応答スペクトル】



短周期レベルの不確かさケース

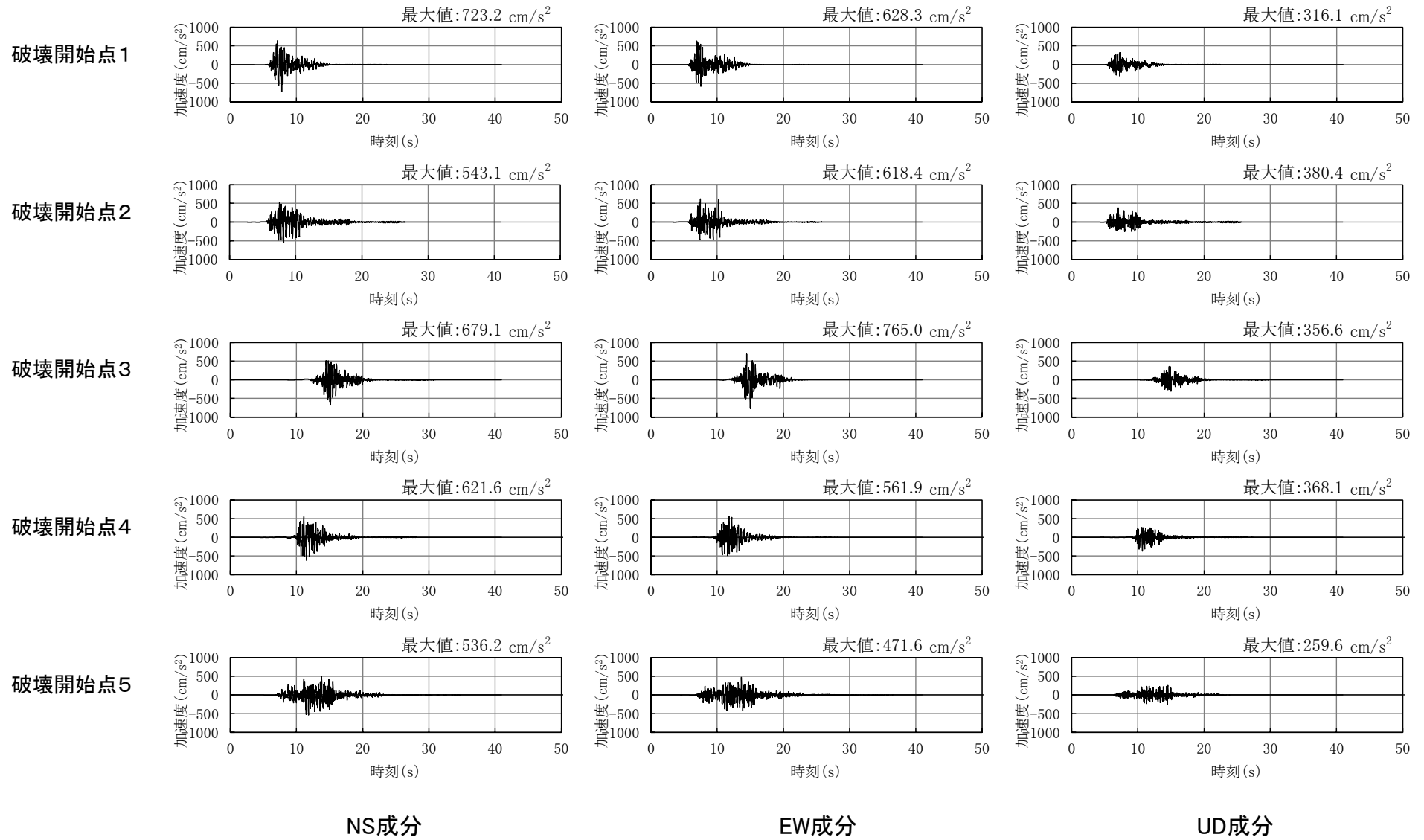




### 3.4 地震動評価結果(12/21)

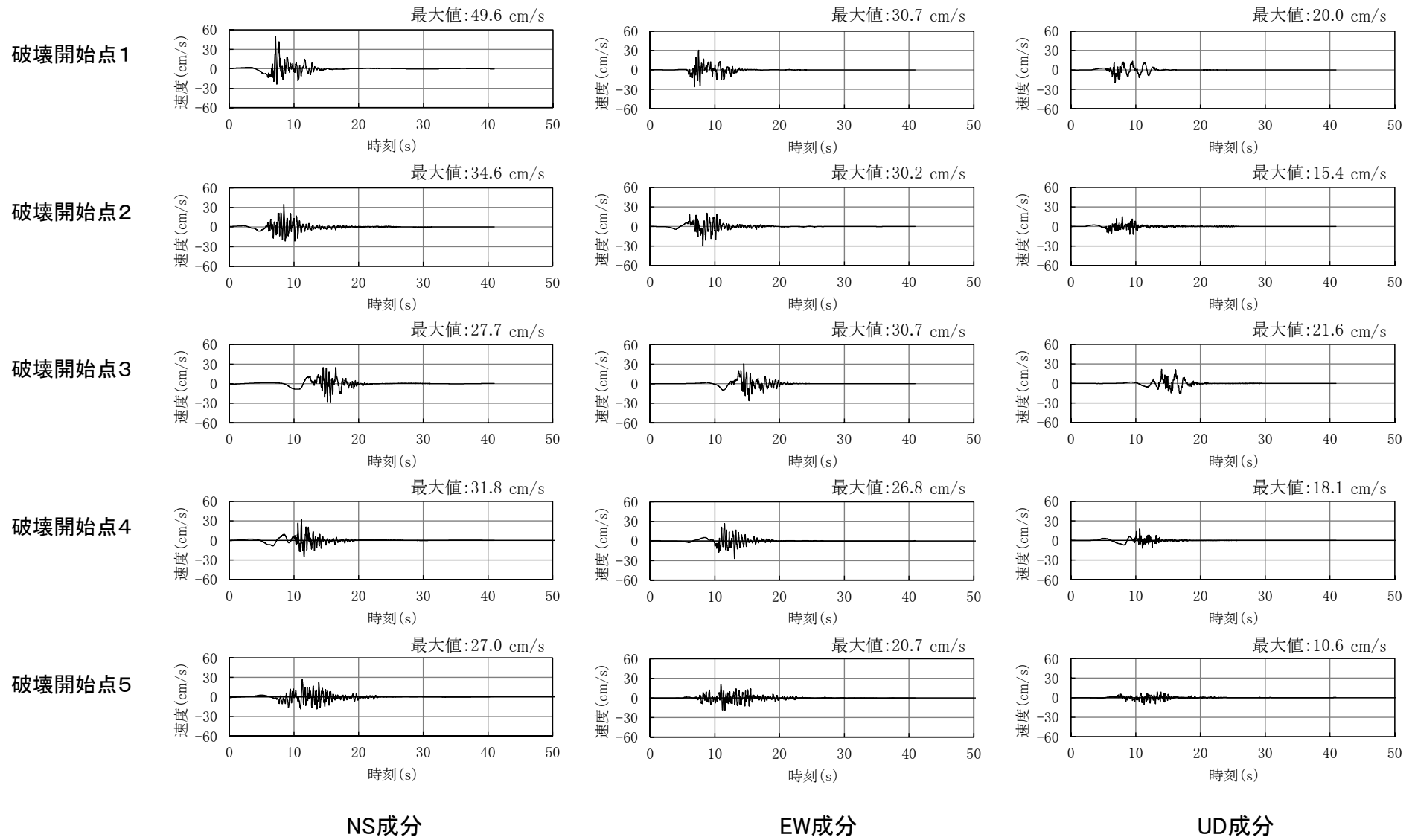


#### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【短周期レベルの不確かさケース 加速度時刻歴波形】



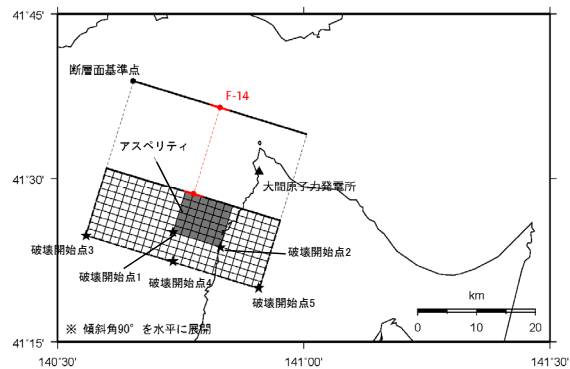


断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【短周期レベルの不確かさケース 速度時刻歴波形】

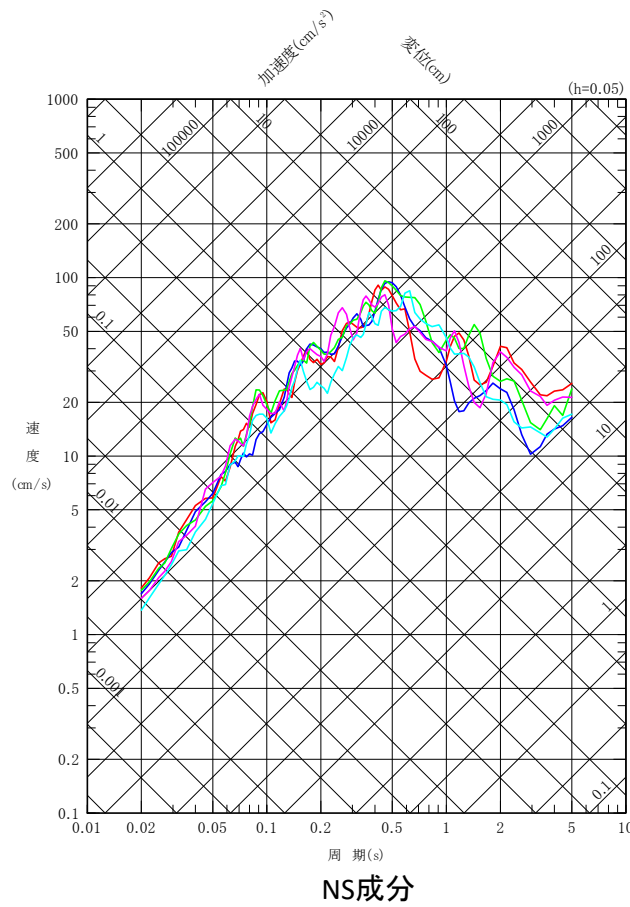
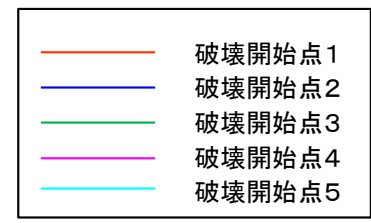




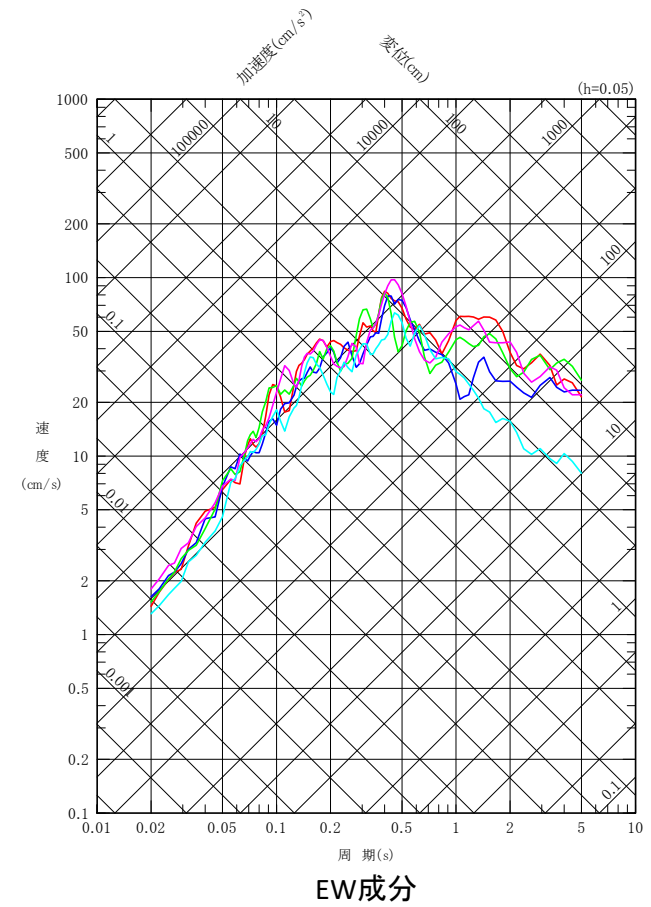
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【アスペリティ位置の不確かさケース 応答スペクトル】



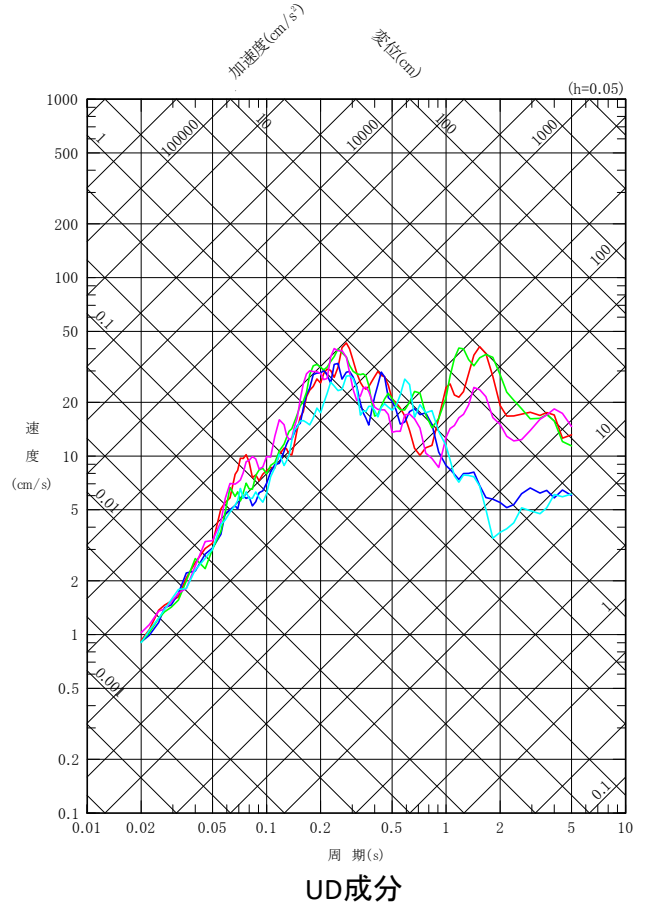
アスペリティ位置の不確かさケース



NS成分



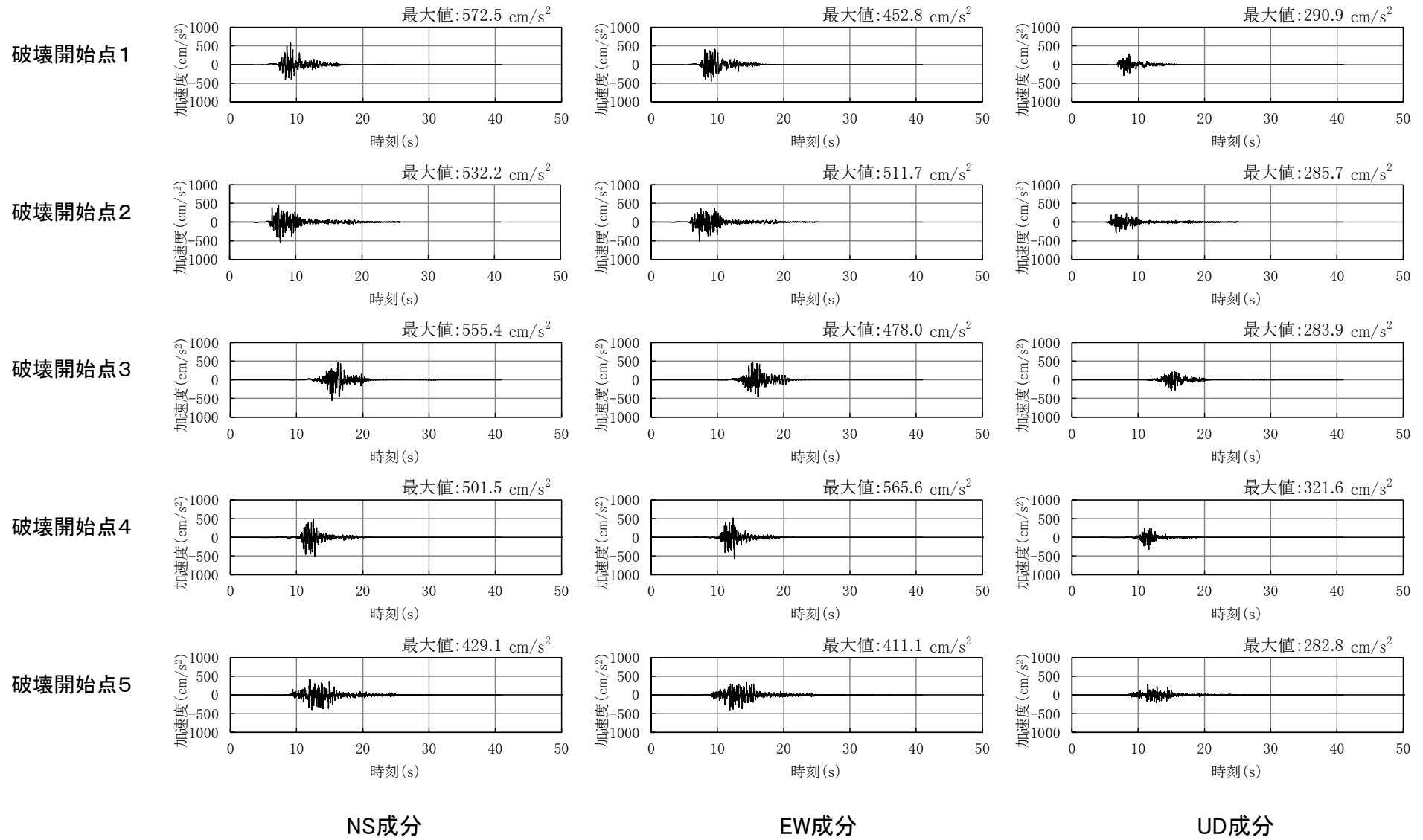
EW成分



UD成分

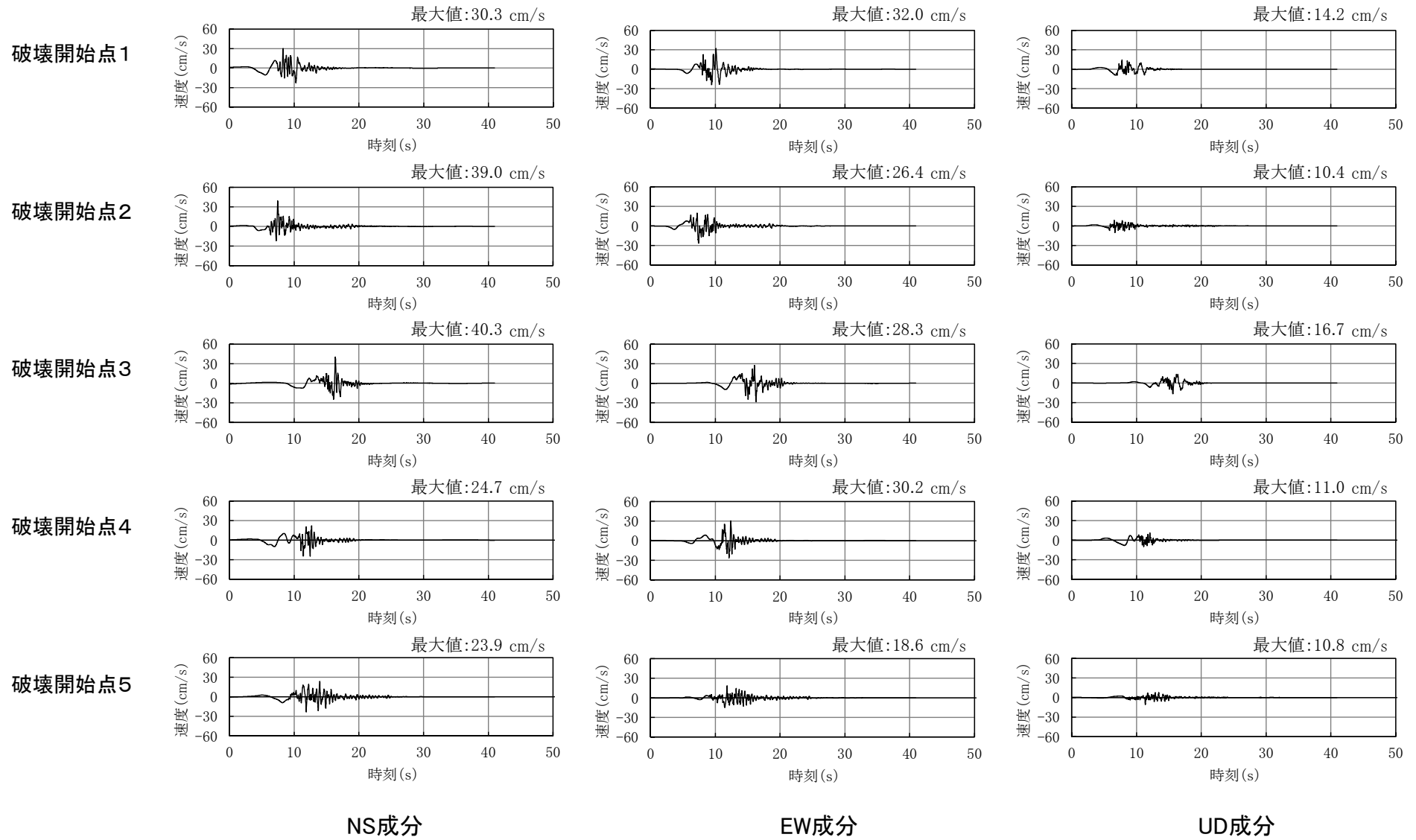


断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【アスペリティ位置の不確かさケース 加速度時刻歴波形】



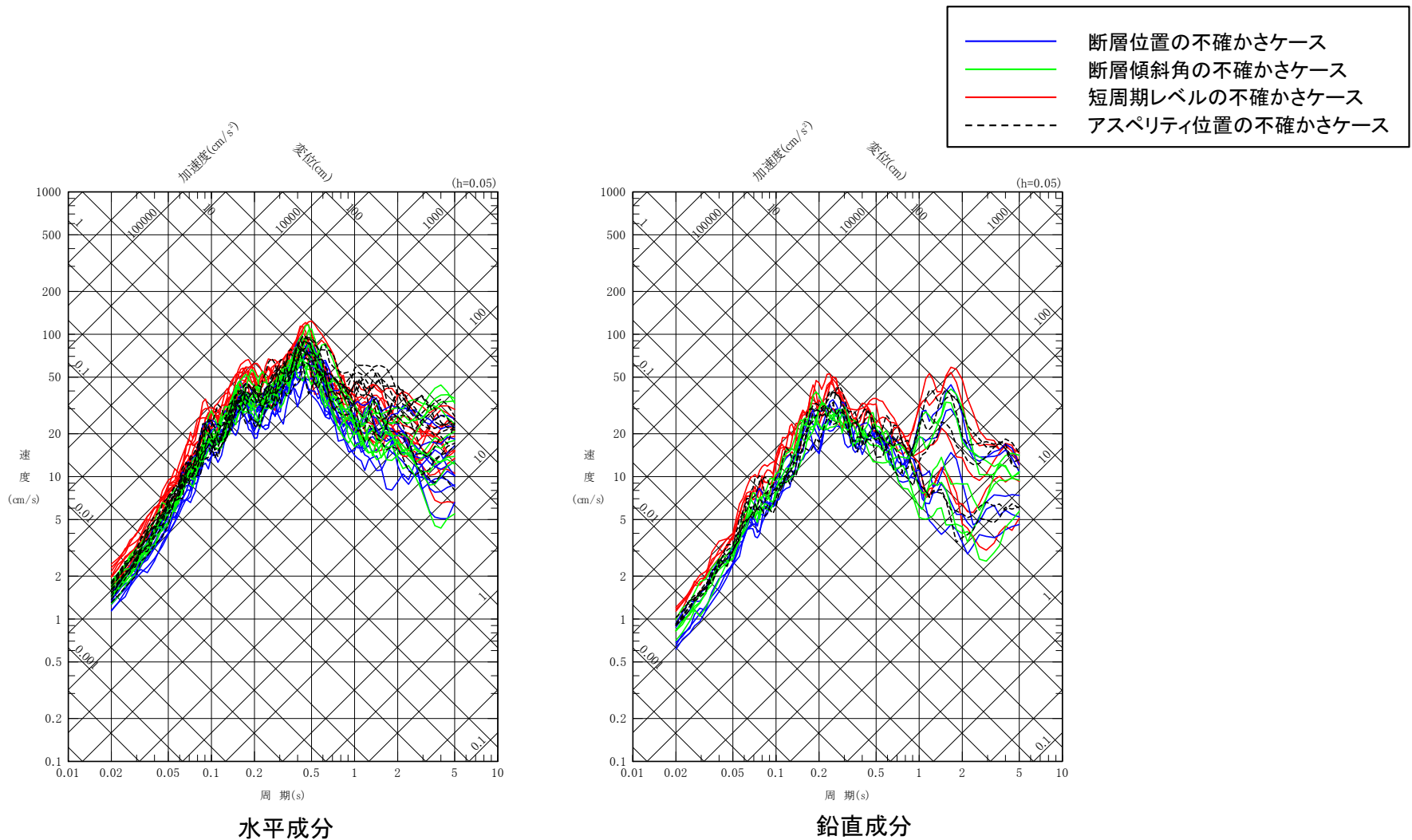


断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【アスペリティ位置の不確かさケース 速度時刻歴波形】



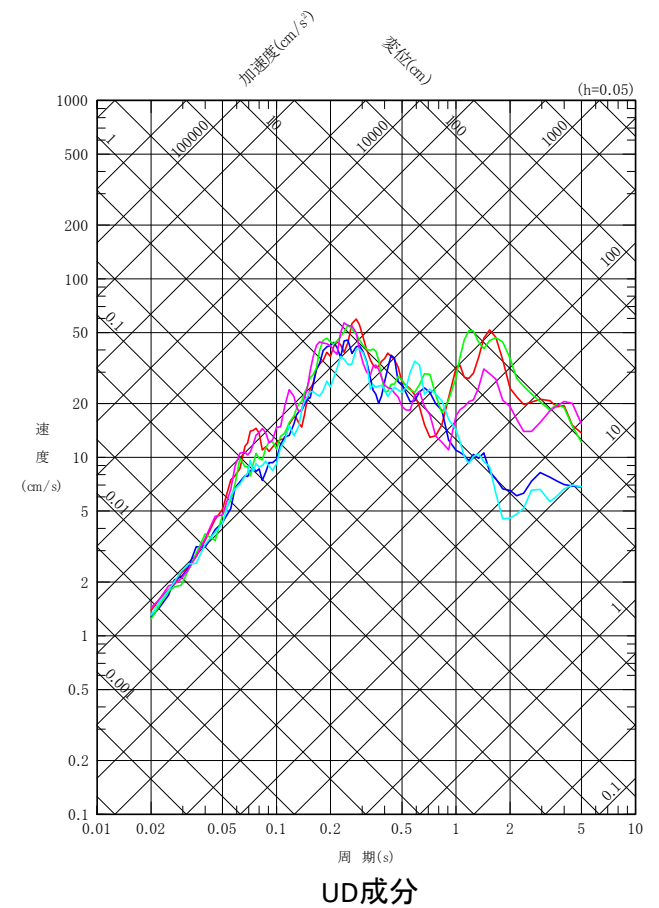
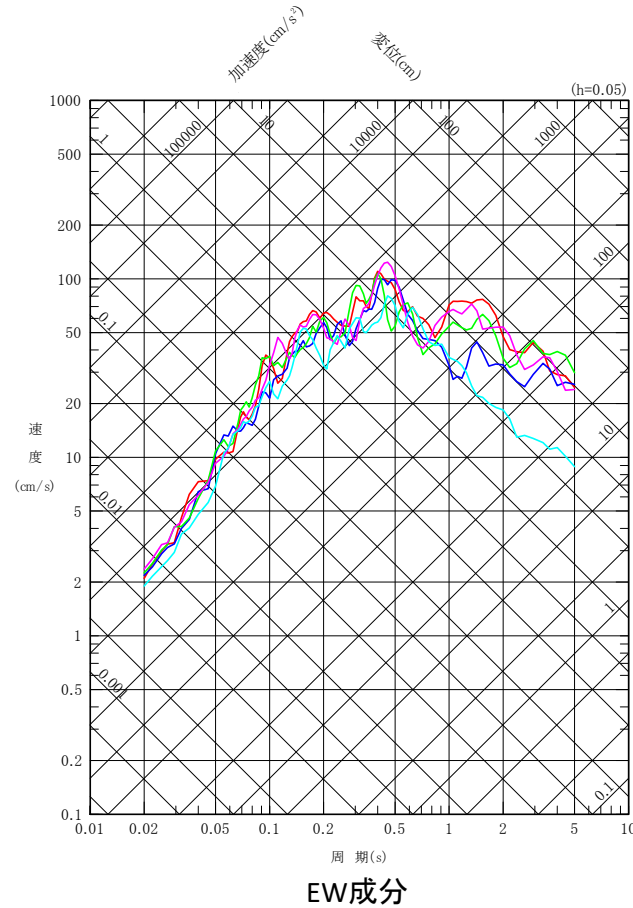
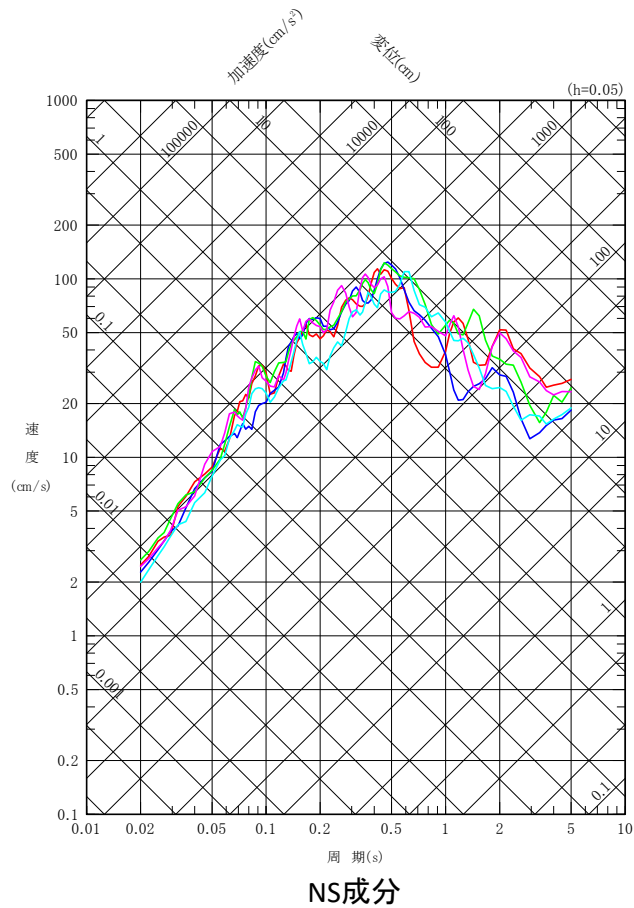
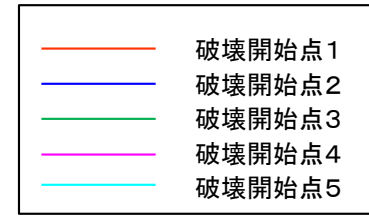
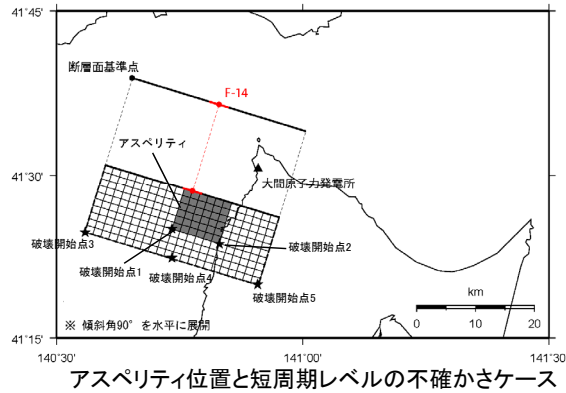
### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【不確かさを考慮したケースの影響確認】

- 不確かさを考慮したケースの敷地に及ぼす影響を確認する。
- 認識論的不確かさ(断層位置, 断層傾斜角, 短周期レベルの不確かさ)を比較すると, 短周期レベルの不確かさケースが, 特に周期2秒以下の短周期域で, その他の不確かさケースをおおむね包絡しており, 敷地に及ぼす影響が支配的な不確かさである。
- 偶然的な不確かさであるアスペリティ位置の不確かさケースは, 断層傾斜角の不確かさケースと同程度である。





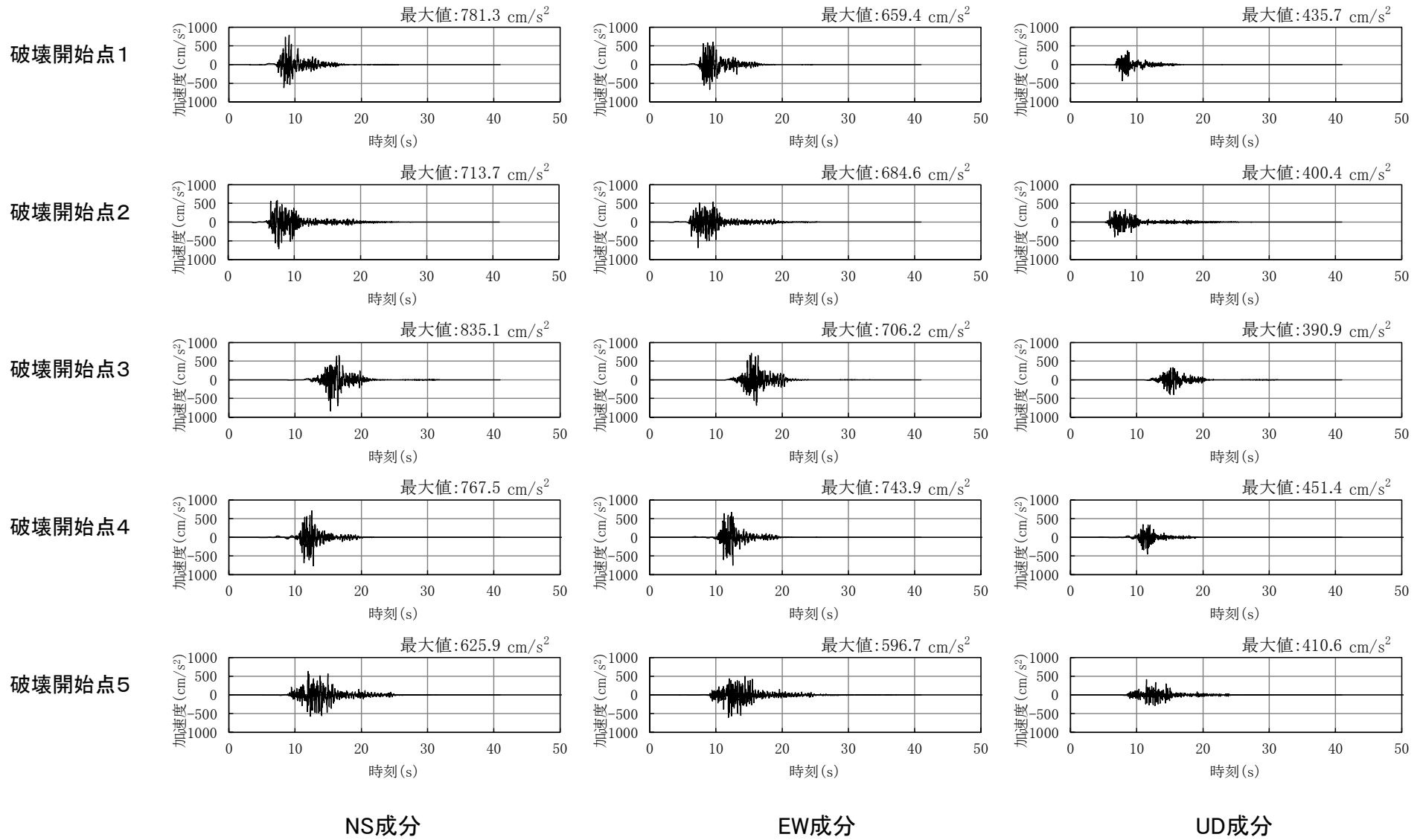
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【アスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケース 応答スペクトル】



### 3.4 地震動評価結果(19/21)



#### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【アスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケース 加速度時刻歴波形】

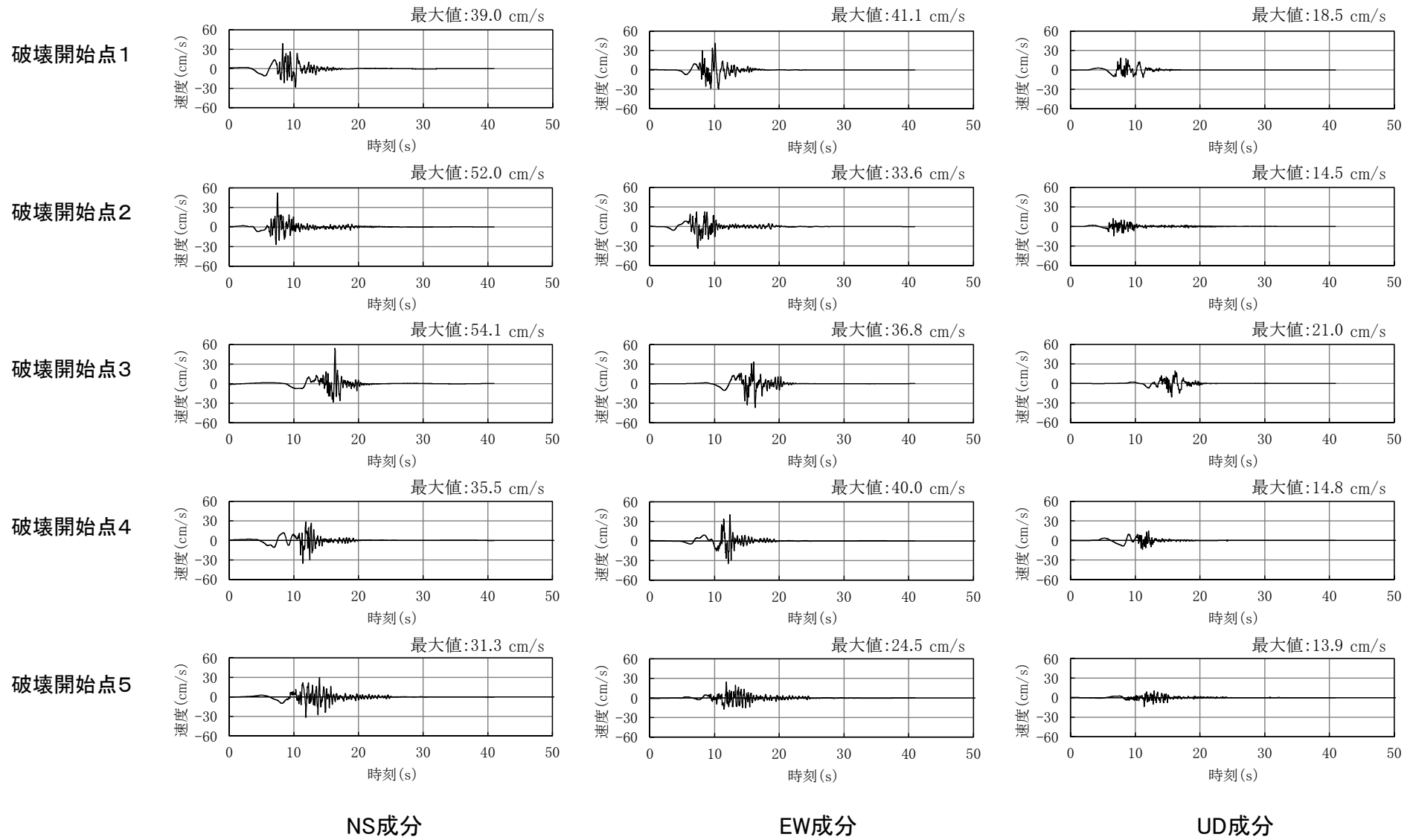




3.4 地震動評価結果(20/21)



断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【アスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケース 速度時刻歴波形】

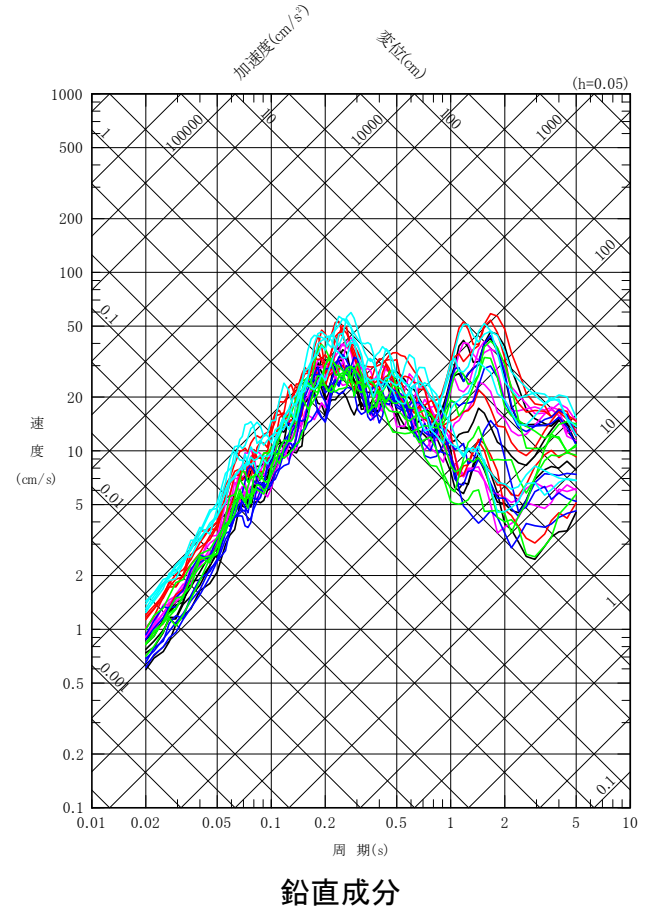
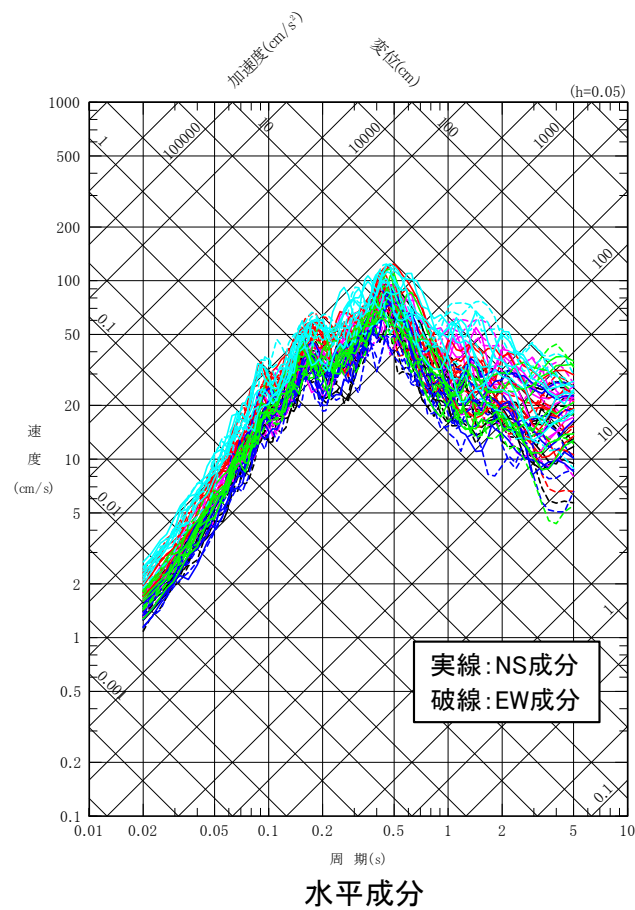




断層モデルを用いた手法による地震動評価結果のまとめ

- 断層モデルを用いた手法による全検討ケースの地震動評価結果を示す。

- 基本ケース
- 断層位置の不確かさケース
- 断層傾斜角の不確かさケース
- 短周期レベルの不確かさケース
- アスペリティ位置の不確かさケース
- アスペリティ位置と短周期レベルの不確かさケース



# 目次

1. 敷地周辺の地震発生状況
2. 検討用地震の選定
  - 2.1 敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震から選定される地震
  - 2.2 大間付近の隆起域を説明する仮想的な活断層から想定される地震
  - 2.3 検討用地震の選定のまとめ
3. F-14断層による地震の地震動評価
  - 3.1 地震発生層の設定
  - 3.2 震源モデルの設定
  - 3.3 地震動評価手法
  - 3.4 地震動評価結果
4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価
  - 4.1 地震発生層の設定
  - 4.2 震源モデルの設定
  - 4.3 地震動評価手法
  - 4.4 地震動評価結果
5. 隆起再現断層による地震の地震動評価
  - 5.1 隆起再現断層の想定領域の設定
  - 5.2 地震発生層の設定
  - 5.3 地形発達過程の再現性に基づく隆起再現断層の選定
  - 5.4 地震動評価の震源モデルの設定
  - 5.5 地震動評価手法
  - 5.6 地震動評価結果
6. 地震動評価のまとめ

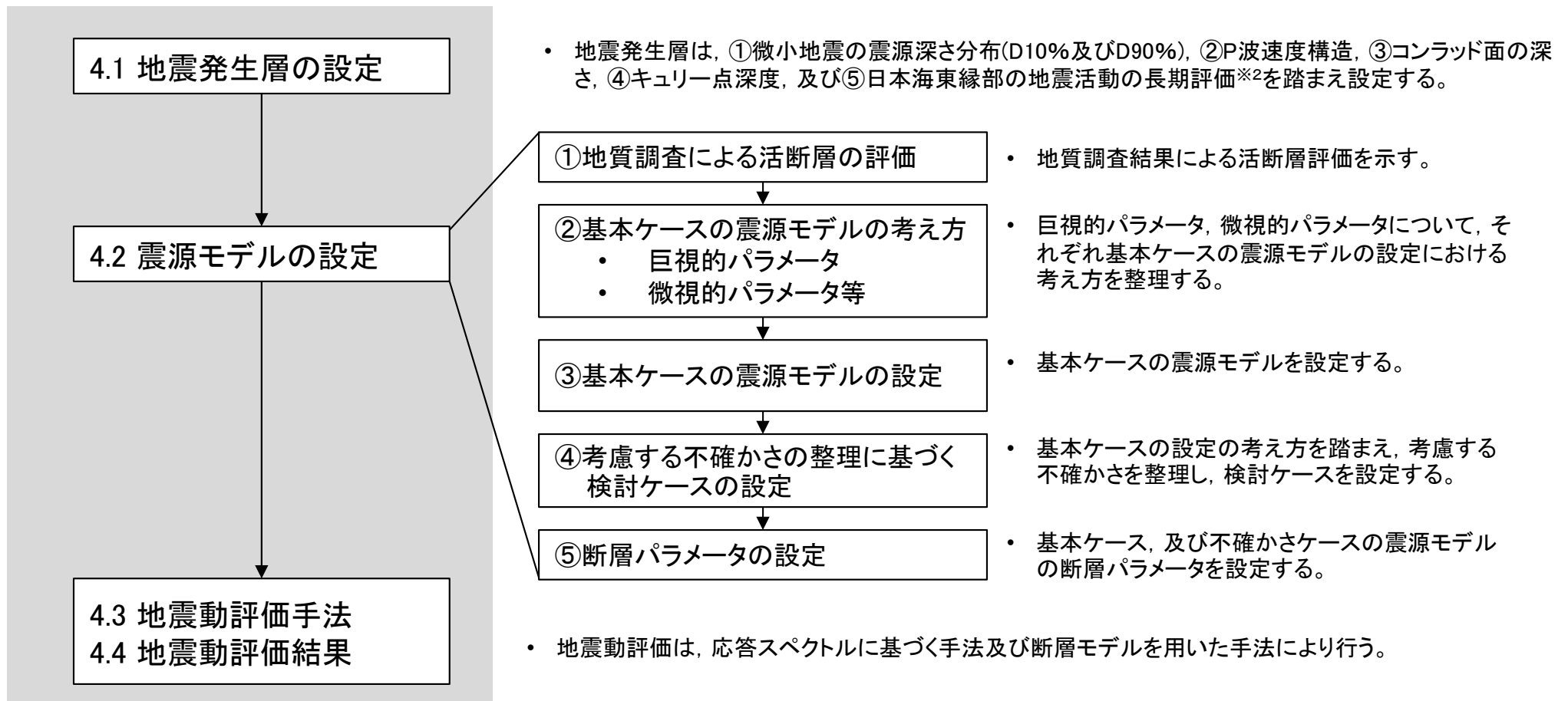
(参考)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較

## 4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震<sup>※1</sup>の地震動評価の実施手順

- 以下の実施手順により、奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動を評価する。

## 実施手順



※1：奥尻海盆北東縁断層、奥尻海盆東縁断層、及び西津軽海盆東縁断層は、敷地周辺の震源として考慮する主な活断層の海域活断層に該当し、日本海東縁部の歪み集中帯に位置する。

※2：日本海東縁部の地震活動の長期評価は、想定震源(P.84参照)より西側の海域を対象としているが、保守性の観点から参照する。(P.71及び補足説明資料3章参照)



## 4.1 地震発生層の設定(1/9)

### 基本方針

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震発生層は、①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、④キュリー一点深度、及び⑤日本海東縁部の地震活動の長期評価に関する知見を踏まえ設定する。

#### 敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイドの記載

##### 4.4.震源断層の評価 4.4.1 震源断層の評価における共通事項

地震発生層の浅さ限界・深さ限界は、敷地周辺で発生した地震の震源分布、キュリー一点深度、速度構造データ等を参考に設定されていることを確認する。

#### 想定震源周辺の地殻構造の確認

ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)による知見、日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)による知見によれば、想定震源(P.84参照)周辺が大陸性地殻(島弧地殻)に位置することから、内陸地殻内地震と同様に地震発生層を整理する。

#### 地震発生層に関する主な既往の知見

##### 【震源深さ分布に関する知見】

- 伊藤(2002)によると、地震発生層には上限及び下限が存在し、D10%※1を上限、D90%※2を下限の目安として用いることができるとされている。

##### 【P波速度構造に関する知見】

- 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さ限界は、P波速度5.8km/s～5.9km/sの層の上限と良い関係があるとされている。
- 吉井・伊藤(2001)によると、地震発生層の上限は、速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致しているとされている。
- 廣瀬・伊藤(2006)によると、浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8km/s～6.4km/sの層に集中しているとされている。

##### 【コンラッド面の深さに関する知見】

- 木下・大竹(2000)によると、地殻内の地震は、コンラッド面より浅い上部地殻で発生し、下部地殻では流動性に富み、地震を発生させるほどの歪みエネルギーを蓄積することができないとされている。

##### 【キュリー一点深度に関する知見】

- 田中(2009)によると、地殻内で発生する地震の下限と温度構造には密接な関係があるとされている。温度構造の大要をとらえる方法として、磁性岩体がキュリー一点深度に達するとその磁性を失うという性質を地下の熱的異常に結び付け、磁性体の下面深度(キュリー一点深度に相当)を求める方法を挙げている。Tanaka and Ishikawa(2005)では、キュリー一点深度に相当する磁化層下限値と微小地震のD90%との間には良い相関があることが示されている。

##### 【日本海東縁部の地震活動の長期評価】

- 地震本部(2003)による日本海東縁部の地震活動の長期評価では、1983年日本海中部地震や1993年北海道南西沖地震の知見を踏まえ、地震の深さは20km程度以浅に設定されている。

#### 地震発生層の設定

以上から、①～⑤を踏まえ、地震発生層を設定する。ここで、断層範囲が広域にわたるため、想定震源周辺の評価である①、②に加えて、広域を対象とした③、④、⑤の評価も参照し、設定する。

- ①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、④キュリー一点深度及び⑤日本海東縁部の地震活動の長期評価

審査ガイドの記載に対する既往の知見の整理、及び地震発生層の設定

※1 : その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%になるときの震源深さ。地震発生層上限に対応する。  
※2 : その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%になるときの震源深さ。地震発生層下限に対応する。



## 4.1 地震発生層の設定(2/9)

### 想定震源周辺の地殻構造の確認

#### 日本海東縁部の地殻構造に関する知見

##### 【ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)による知見】

- ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)では、能登半島沖から西津軽沖にかけて海域地殻構造調査を実施し、日本海東縁の地殻構造を島弧地殻※1、遷移地殻※2、海洋地殻に分類している。
- この分類によると想定震源(P.84参照)は、島弧地殻※1に位置する。

##### 【日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)による知見】

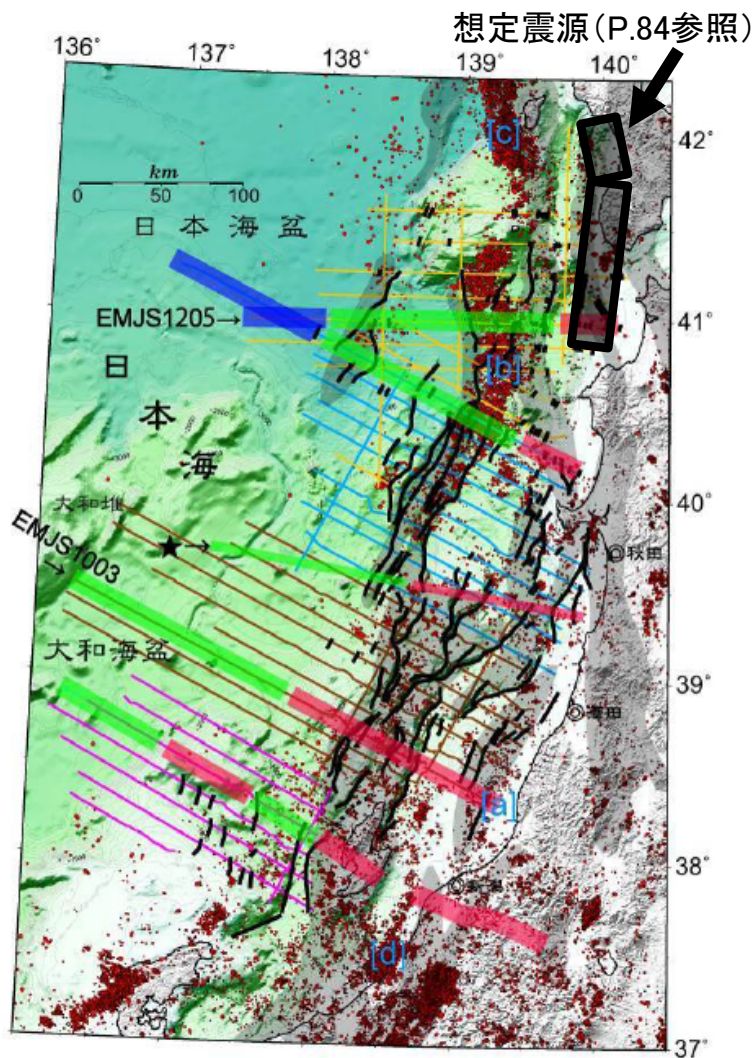
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)では、北海道南西沖において、海域構造調査を実施している。
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)によると想定震源(P.84参照)の位置する松前海台北端から陸側の領域(奥尻海嶺、奥尻海盆、渡島半島)では、大陸性地殻※1の特徴を持っているとされている。

#### 想定震源の位置する地殻構造の評価

- 以上から、奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震は、大陸性地殻(島弧地殻)※1に位置すると考えられる。

#### 地震発生層の設定方法

- 想定震源(P.84参照)周辺の地震発生層は、一般的な内陸地殻内地震と同様に、①微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、②P波速度構造、③コンラッド面の深さ、④キュリー一点深度を踏まえ、さらに⑤日本海東縁部の地震活動の長期評価も踏まえ設定する。



ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)による地殻の分類  
ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)に加算

■ : 島弧地殻※1    ■ : 遷移地殻※2    ■ : 海洋地殻

※1 : ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)では島弧地殻、日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)では大陸性地殻と呼称しているが、両者は同じ文献(Cho et al.(2006), Iwasaki et al.(2001))に基づき区分していることから、ここでは島弧地殻を大陸性地殻として考える。

※2 : 海洋性と大陸性の中間的な特徴をもつ地殻。なお、No et al.(2014)においては、遷移地殻周辺をThick Oceanic crust(厚い海洋地殻)と区分している。



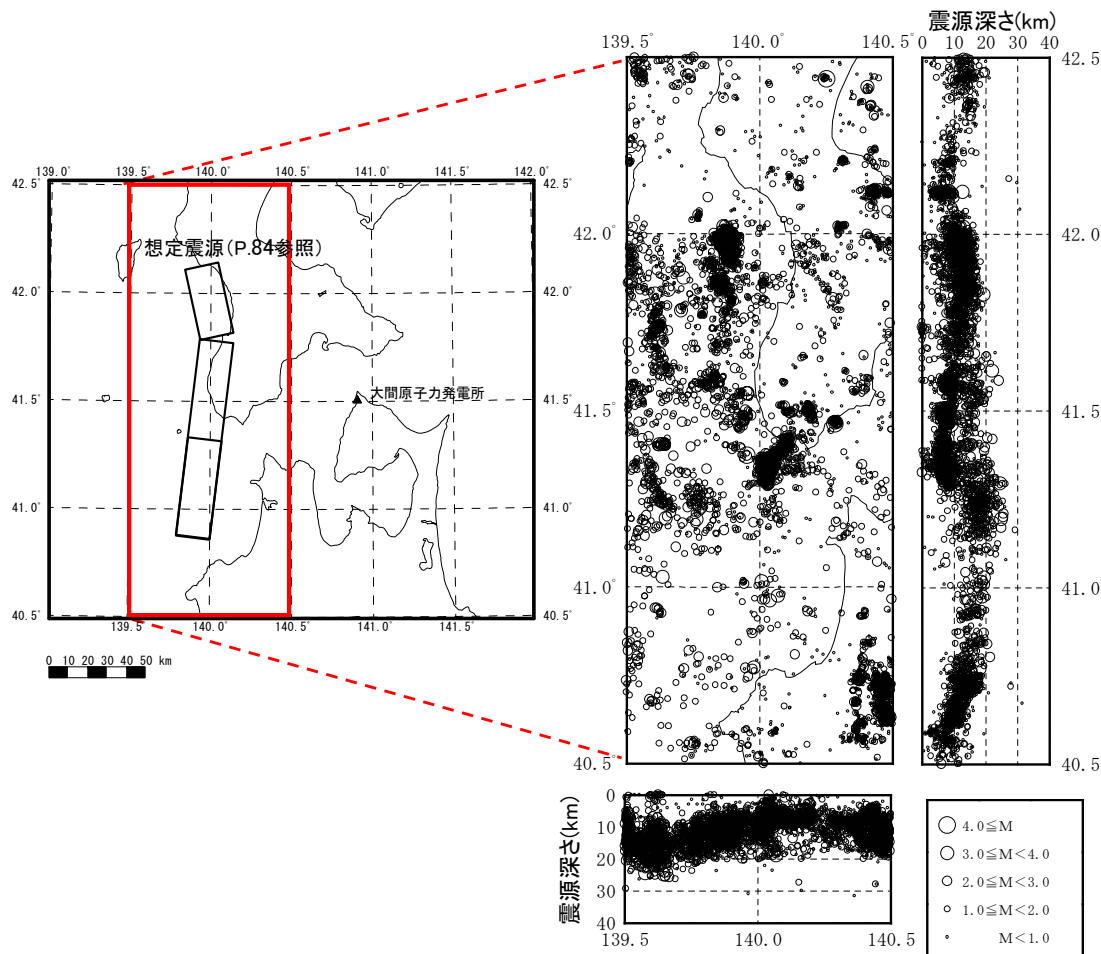
## 4.1 地震発生層の設定 (3/9)

### ① 微小地震の震源深さ分布: 気象庁の一元化震源に基づく評価

- 気象庁の一元化震源(1997年10月～2019年2月)に基づき, 想定震源(P.84参照)周辺で発生した地震のD10%, D90%を評価する。

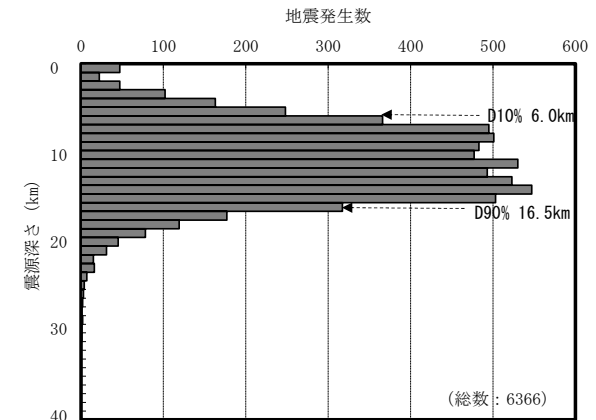


- 気象庁の一元化震源によると, D10%は6.0km, D90%は16.5kmと評価される。

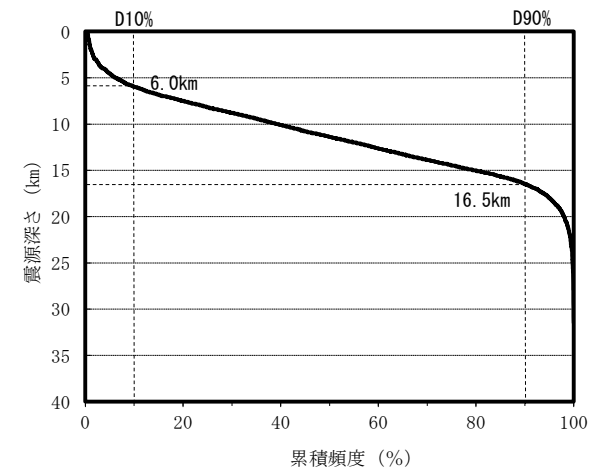


(1) 想定震源(P.84参照)周辺の震源深さ分布

(気象庁の一元化震源, 1997年10月～2019年2月, 低周波地震は除く)



(2) 地震発生数の深さ方向分布



(3) 地震発生数の累積頻度分布

## 4.1 地震発生層の設定(4/9)

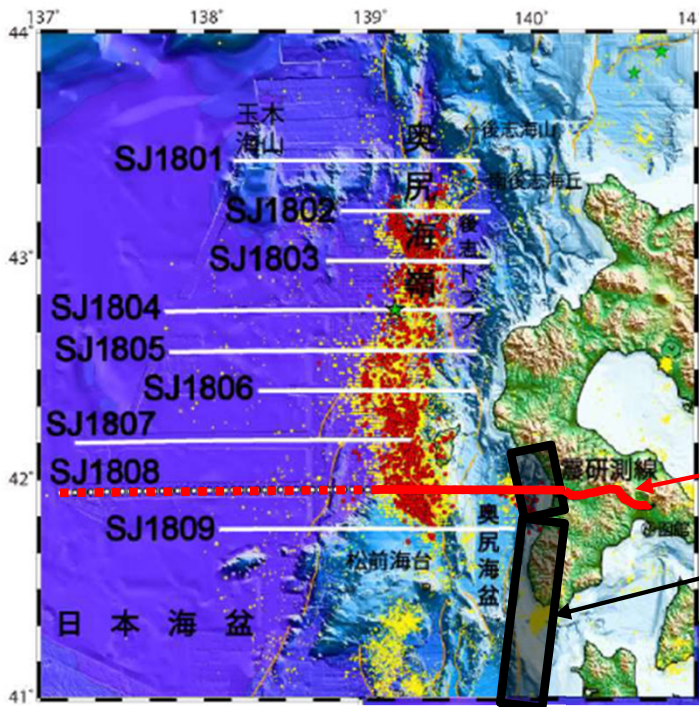


### ②-1 P波速度構造: 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)

- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)では沖合構造調査を実施し、北海道南西沖におけるP波速度構造を示している。
- 上記知見に基づき、想定震源(P.84参照)において、地震発生層上限に対応するP波速度5.8～6.0km/sの層の深さ分布を確認する。



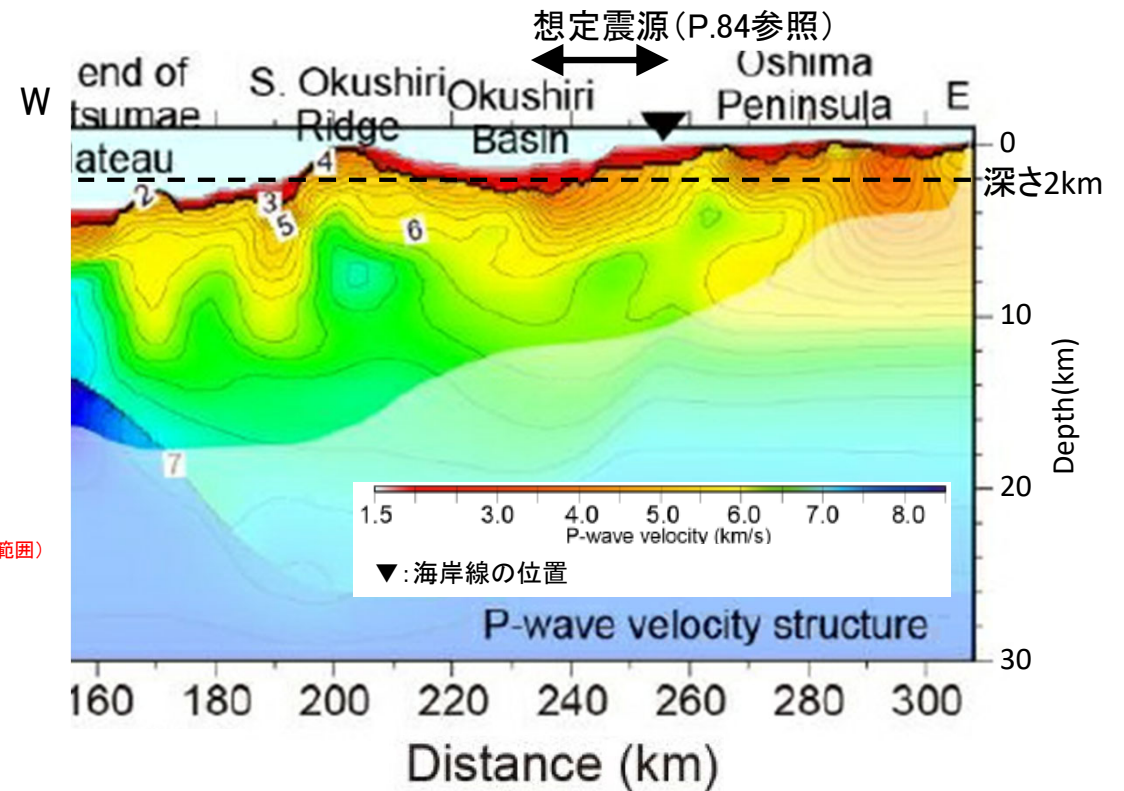
- 想定震源(P.84参照)付近における深さ2kmのP波速度は、5.0km/s程度であり、地震発生層上限と対応するP波速度5.8～6.0km/sの層は少なくとも2kmよりも深い。



測線位置図

対象測線  
(実線部がP波速度構造の表示範囲)

想定震源  
(P.84参照)



北海道南西沖におけるP波速度構造  
(左図の赤実線の範囲)





# 4.1 地震発生層の設定(5/9)

## ②-2 P波速度構造:ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)

- ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)ではマルチチャンネル等による海域地殻構造調査を実施し、西津軽沖におけるP波速度構造を示している。
- 上記知見に基づき、想定震源(P.84参照)において、地震発生層上限に対応するP波速度5.8～6.0km/sの層の深さ分布を確認する。



- 想定震源(P.84参照)付近における深さ2kmのP波速度は、5.0km/s程度であり、地震発生層上限と対応するP波速度5.8～6.0km/sの層は少なくとも2kmよりも深い。

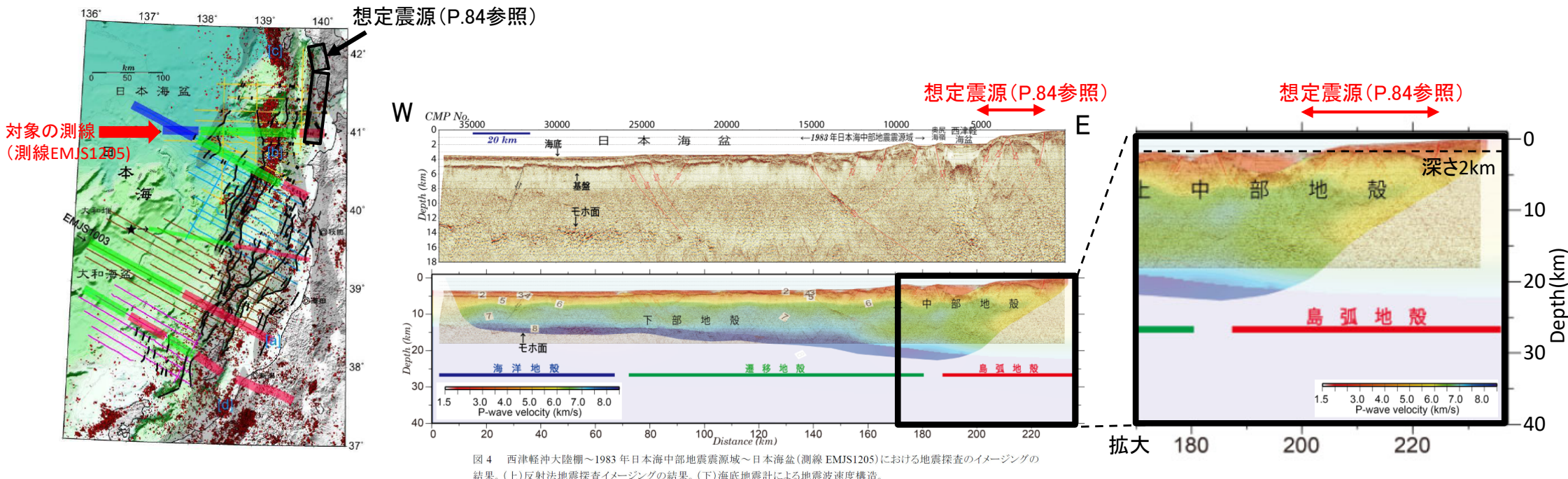


図4 西津軽沖大陸棚～1983年日本海中部地震震源域～日本海盆(測線EMJS1205)における地震探査のイメージングの結果。(上)反射法地震探査イメージングの結果。(下)海底地震計による地震波速度構造。

測線位置図

西津軽沖におけるP波速度構造(測線EMJS1205)



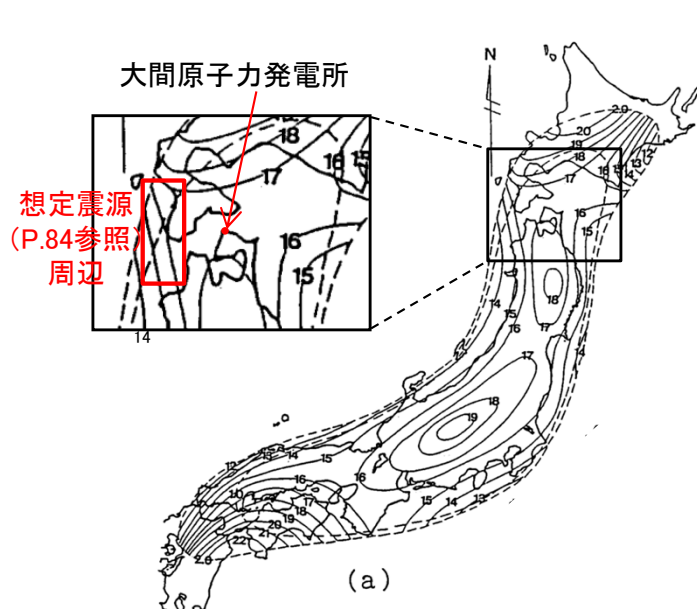
## 4.1 地震発生層の設定(6/9)

### ③コンラッド面の深さ

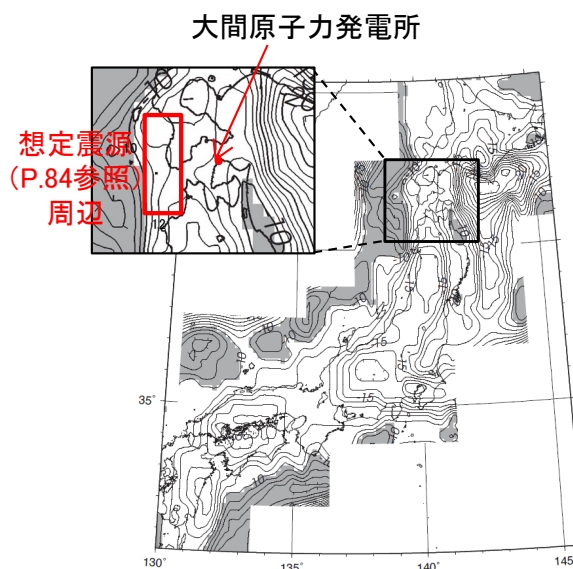
- 国立研究開発法人 産業技術総合研究所によれば、コンラッド面は、地殻の上部と下部を分ける不連続面のことで、日本列島の陸域ではおおむね15km程度の深さに分布している。
- Zhao et al.(1994), 河野ほか(2009), 及びKatsumata(2010)では、それぞれ以下のとおり全国のコンラッド面の深さを示しており、想定震源(P.84参照)周辺のコンラッド面の深さを確認する。
  - Zhao et al.(1994)は、国内の大学の地震観測網による地震記録を用いたインバージョン解析により、全国のコンラッド面の深さを示している。
  - 河野ほか(2009)は、重力異常データを用いて日本列島の三次元地下構造を推定し、全国のコンラッド面の深さを示している。
  - Katsumata(2010)は、国内の大学や自治体等の地震観測網による地震記録を用いたトモグラフィ解析により、全国のコンラッド面の深さを示している。



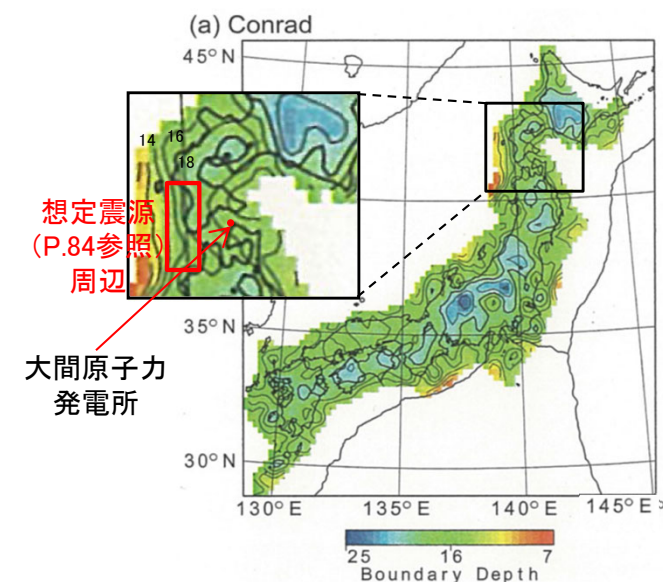
- Zhao et al.(1994)によると、想定震源(P.84参照)周辺におけるコンラッド面の深さは、14～16km程度である。
- 河野ほか(2009)によると、想定震源(P.84参照)周辺におけるコンラッド面の深さは、10～12km程度である。
- Katsumata(2010)によると、想定震源(P.84参照)周辺におけるコンラッド面の深さは、14～18km程度である。
- 以上より、想定震源(P.84参照)周辺におけるコンラッド面の深さに基づく地震発生層下限深さは、10～18km程度と推定され、微小地震の発生状況から推定されるD90%の値(気象庁の一元化震源によるD90%は16.5km)と整合している。



コンラッド面の深さ(km)  
Zhao et al.(1994)に加筆



コンラッド面の深さ(km)  
河野ほか(2009)に加筆



コンラッド面の深さ(km)  
Katsumata(2010)に加筆



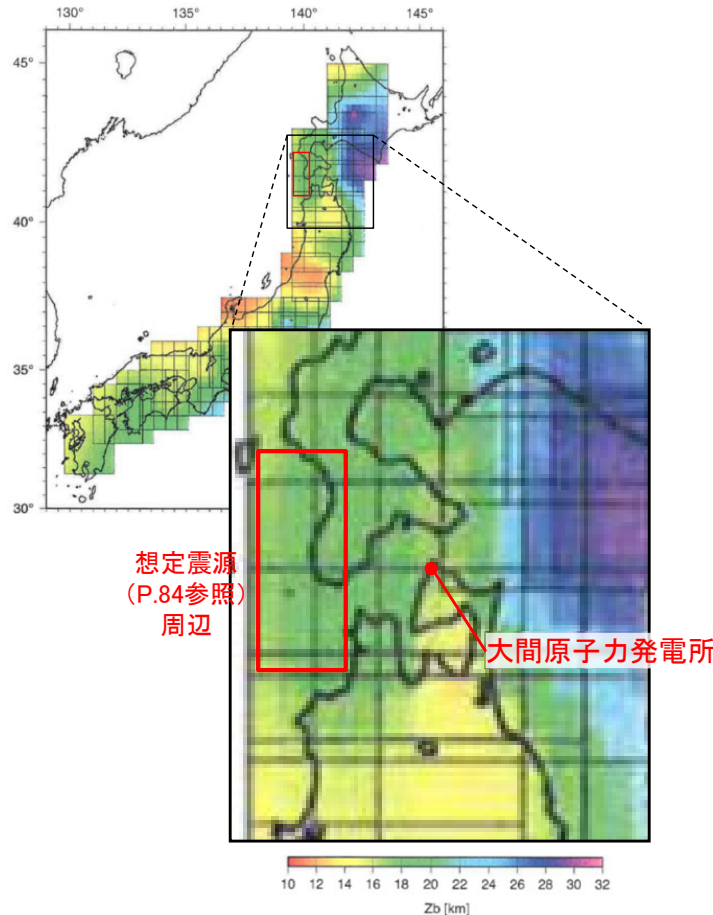
## 4.1 地震発生層の設定(7/9)

### ④キュリー一点深度

- Tanaka and Ishikawa(2005)では、キュリー一点深度に相当する磁化層下限値と微小地震のD90%との間にはよい相関があることが示されている。
- 想定震源(P.84参照)周辺における磁化層下限値を読み取り、D90%との関係を確認する。



- Tanaka and Ishikawa(2005)による、想定震源(P.84参照)周辺のキュリー一点深度は16～18km程度となっており、想定震源(P.84参照)周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値(16.5km)と整合している。



磁化層下限値の分布図

Tanaka and Ishikawa(2005)による磁化層下限値の分布図, 及び磁化層下限値とD90%の関係

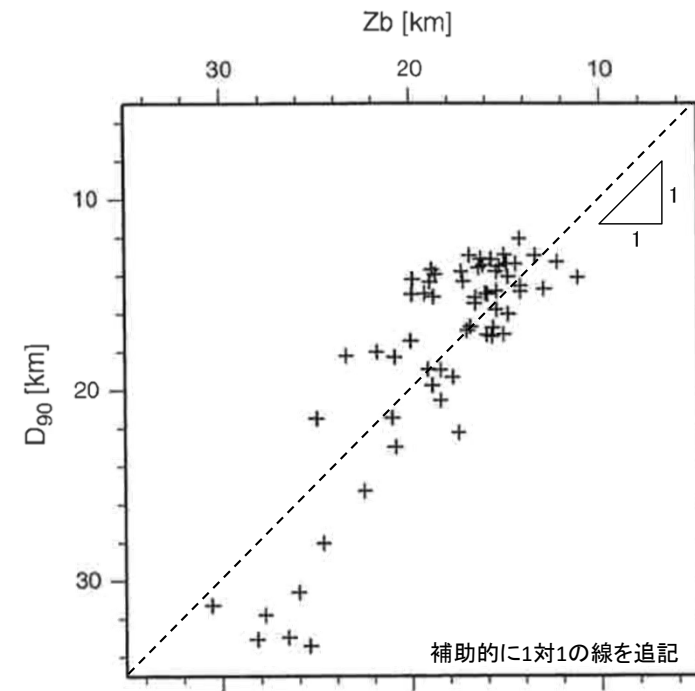


Fig. 8. Plot of the depth to the basal depth of magnetic sources ( $Z_b$ ) against the seismicogenic layer thickness ( $D_{90}$ ) beneath the Japanese islands.

Tanaka and Ishikawa(2005)に加筆

磁化層下限値( $Z_b$ )とD90%の関係

## 4.1 地震発生層の設定(8/9)

### ⑤日本海東縁部の地震活動の長期評価

#### 日本海東縁部の地震活動の長期評価による設定

- 地震本部(2003)による日本海東縁部の地震活動の長期評価では、日本海東縁部のうち、北海道北西沖、北海道西方沖、北海道南西沖、青森県西方沖、秋田県沖、山形県沖、新潟県北部沖、および佐渡島北方沖を評価対象<sup>※1</sup>とし、1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震の知見を踏まえ、地震の深さは20km程度以浅に設定されている。



#### 1983年日本海中部地震、1993年北海道南西沖地震の断層面の深さ

##### 1983年日本海中部地震の断層面

- ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)によると、1983年日本海中部地震の震源断層は、遷移地殻<sup>※2</sup>と島弧地殻との地殻構造の境界付近に形成されたことが示唆されており、断層面の下限深さは20km程度となっている。

##### 1993年北海道南西沖地震の断層面

- 長谷川(2002)によると、1993年北海道南西沖地震は、海洋地殻から大陸性地殻へと地殻の厚さが急変する場所で発生したとされており、断層面の下限深さは20km程度となっている。

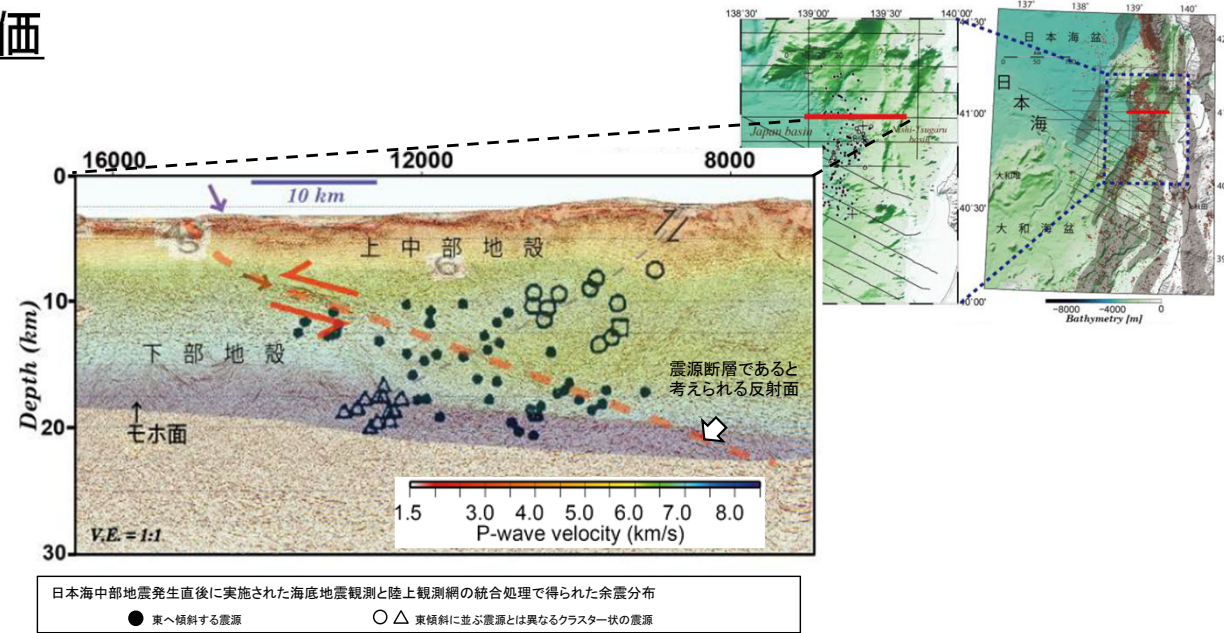


#### 地震発生層の設定に対する参照

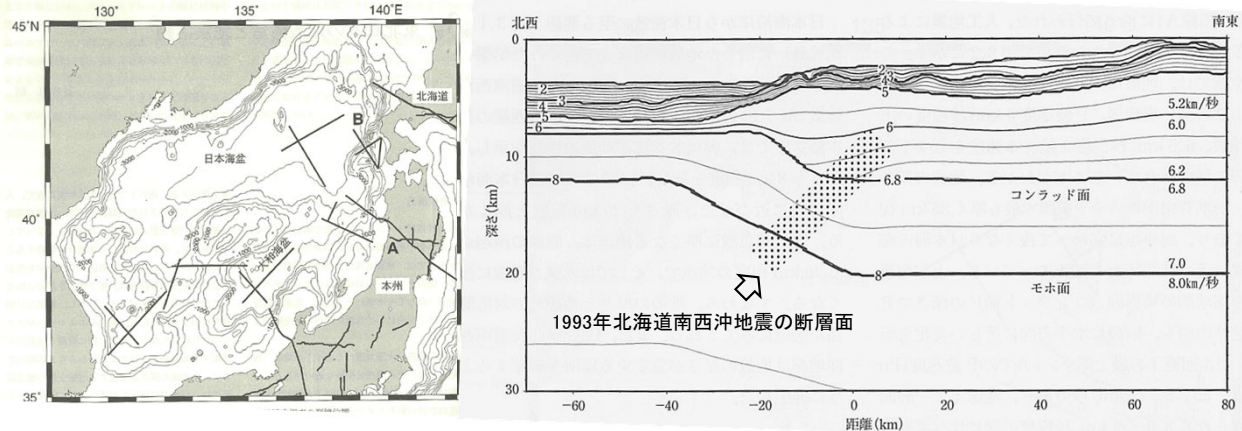
- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の想定震源(P.84参照)は、大陸性地殻に位置し、地震本部(2003)による評価対象領域<sup>※1</sup>とは異なる。
- 地震発生層の設定には、保守性の観点から、地震の深さを20km程度以浅とする知見を参照する。

※1 : 地震本部(2003)による日本海東縁部の地震活動の長期評価の評価対象領域を補足説明資料3章に示す。

※2 : 海洋性と大陸性の中間的な特徴をもつ地殻。なお、No et al.(2014)においては、遷移地殻周辺をThick Oceanic crust(厚い海洋地殻)と区分している。



1983年日本海中部地震の震源域付近の反射法探査のイメージング結果  
ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)に加筆



長谷川(2002)に加筆

## 4.1 地震発生層の設定(9/9)



## まとめ

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震発生層の上限及び下限深さは、以下のとおり設定する。

**地震動評価で考慮する地震発生層上限深さ**

微小地震の震源深さ分布に基づけば、地震発生層上限深さは6km程度と考えられるが、想定震源周辺のP波速度構造を踏まえ、保守的に深さ2kmの位置に設定。

**地震動評価で考慮する地震発生層下限深さ**

微小地震の震源深さ分布に基づけば、地震発生層下限深さは17km程度よりも浅いと考えられるが、コンラッド面の深さ、及びキュリー一点深度に加え、日本海東縁部の地震活動の長期評価を踏まえ、保守的に深さ20kmの位置に設定。

	検討項目	地震発生層上限に関する評価	地震発生層下限に関する評価
①	微小地震の震源深さ分布: 気象庁の一元化震源に基づく評価	D10: 6.0km	D90%: 16.5km
②	1 P波速度構造: 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019)	速度構造調査によれば、P波速度5.8～6.0km/sの層は、想定震源北部で少なくとも2kmよりも深い。	—
	2 P波速度構造: ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013)	速度構造調査によれば、P波速度5.8～6.0km/sの層は、想定震源南部で少なくとも2kmよりも深い。	—
③	コンラッド面の深さ	—	10～18km程度
④	キュリー一点深度	—	16km～18km程度
⑤	日本海東縁部の地震活動の長期評価	—	20km程度以浅



地震発生層上限深さは、2kmに設定



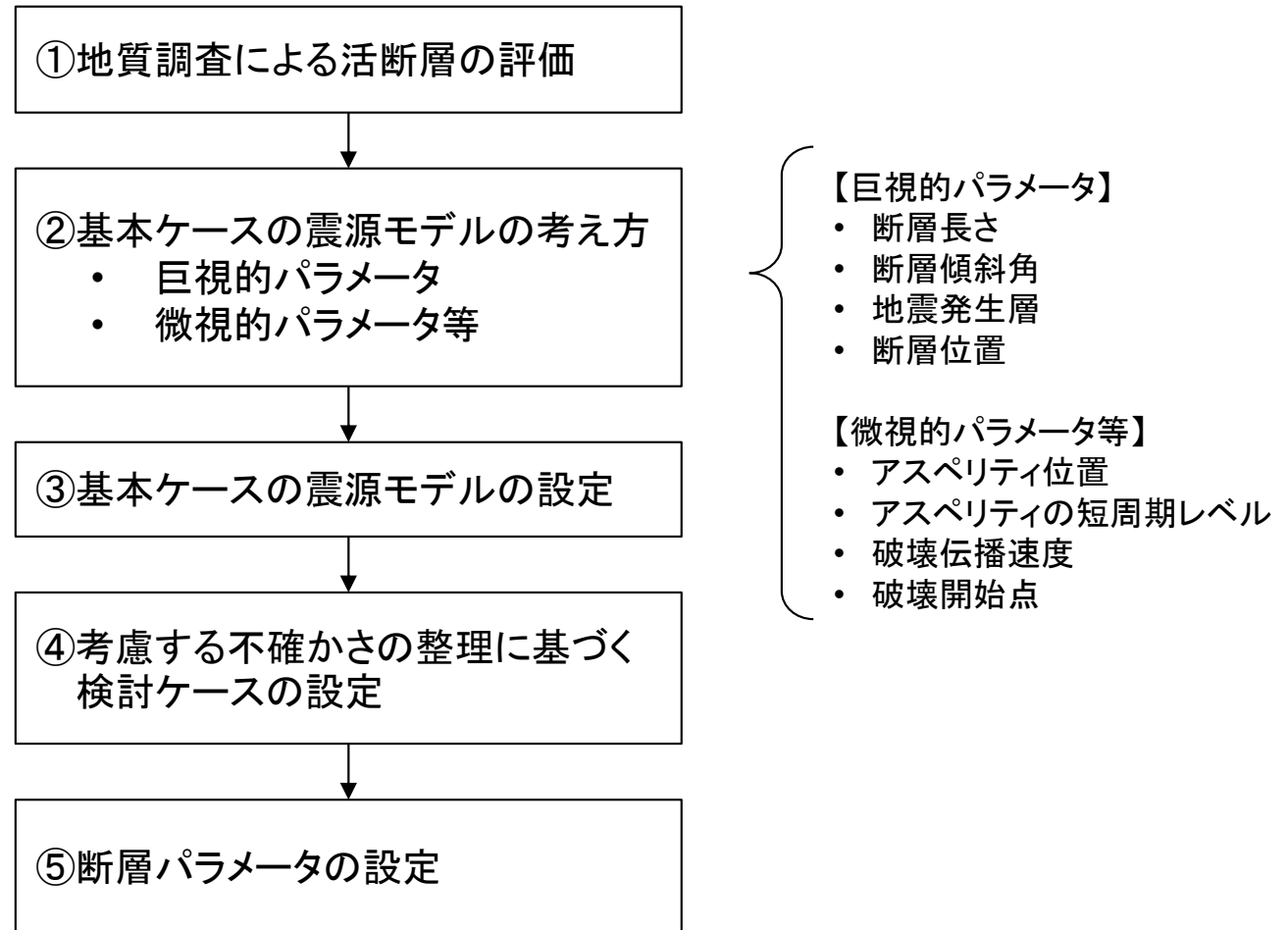
地震発生層下限深さは、20kmに設定

## 4.2 震源モデルの設定(1/20)



### 震源モデルの設定フロー

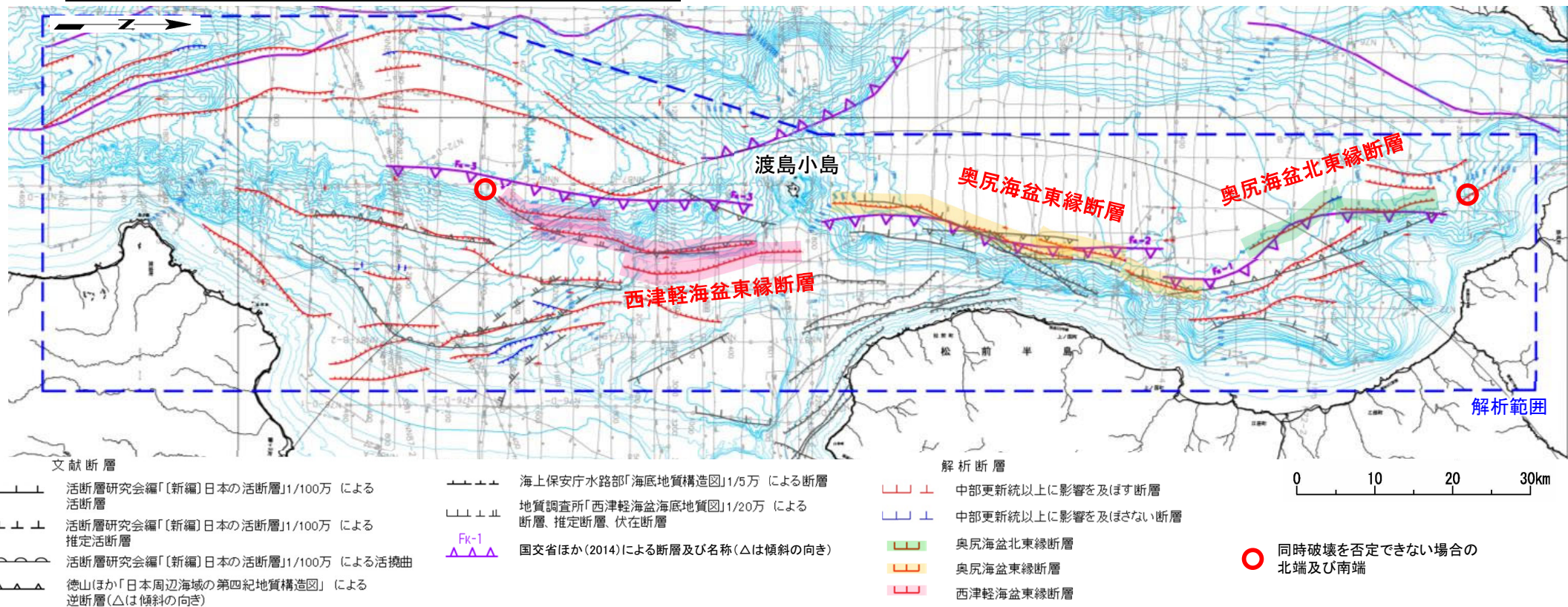
- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価にあたり、震源モデルの設定のフローを示す。



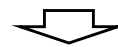
震源モデルの設定フロー

## 4.2 震源モデルの設定(2/20)

## ①地質調査による活断層の評価(1/3)



- 奥尻海盆北東縁断層と奥尻海盆東縁断層とは、落下センスは同じであるものの、延長上になく、走向が異なり、5km以上離れており、地質構造が連続しないことから、個別の断層と判断される。
- 奥尻海盆東縁断層と西津軽海盆東縁断層とは、落下センスは同じであるものの、延長上になく、5km以上離れており、火山島により分断され、地質構造及び重力構造が連続しないことから、個別の断層と判断される。



- 奥尻海盆北東縁断層、奥尻海盆東縁断層、西津軽海盆東縁断層は、それぞれ個別の断層と判断される。
- しかしながら、これら3つの断層は、落下センスが同じであり、走向が大局的には類似していることを踏まえ、保守的に同時破壊の不確かさを織り込み、連動する断層を設定する。

## 4.2 震源モデルの設定 (3/20)



### ①地質調査による活断層の評価 (2/3)

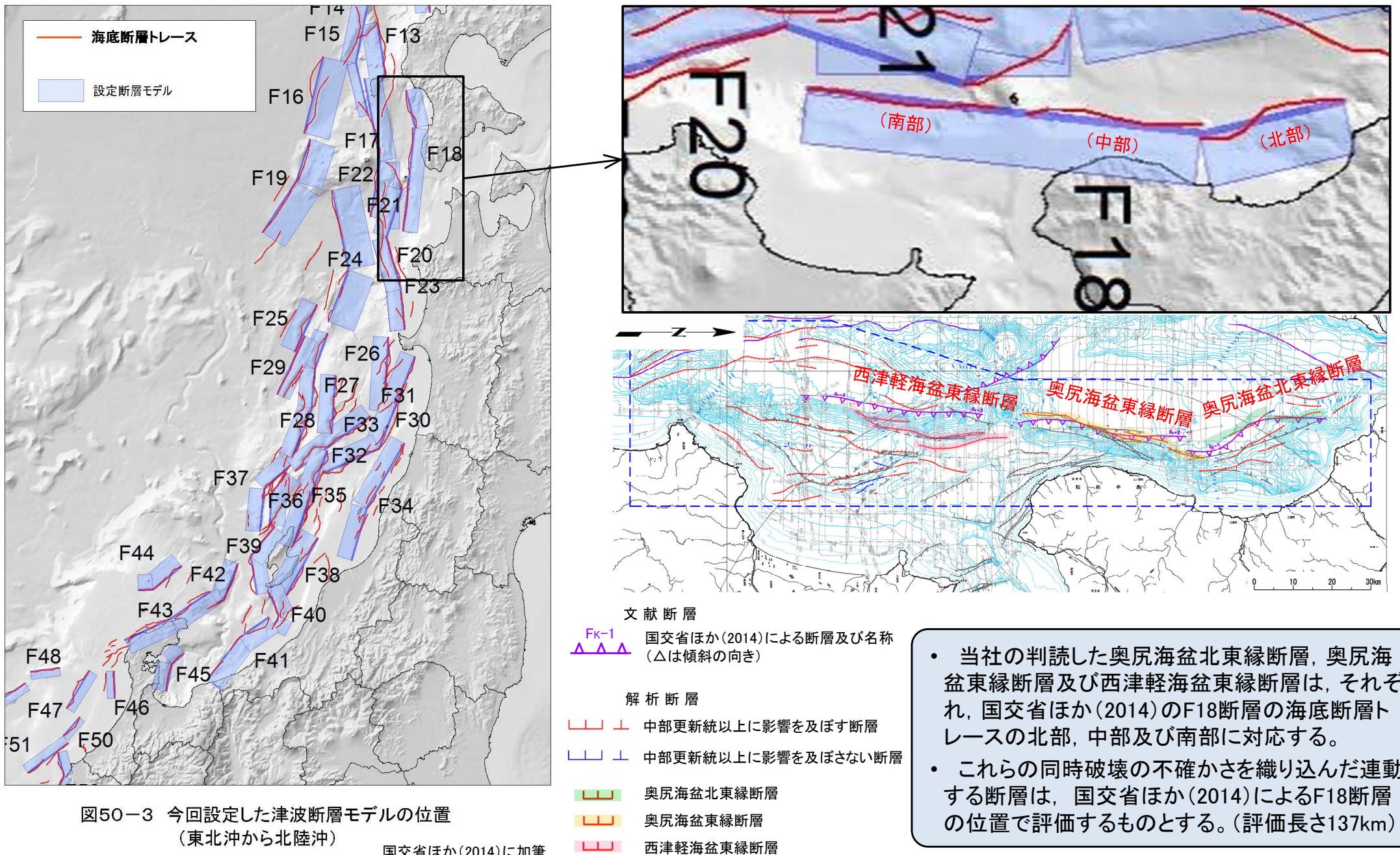


図50-3 今回設定した津波断層モデルの位置 (東北沖から北陸沖)

国交省ほか(2014)に加筆

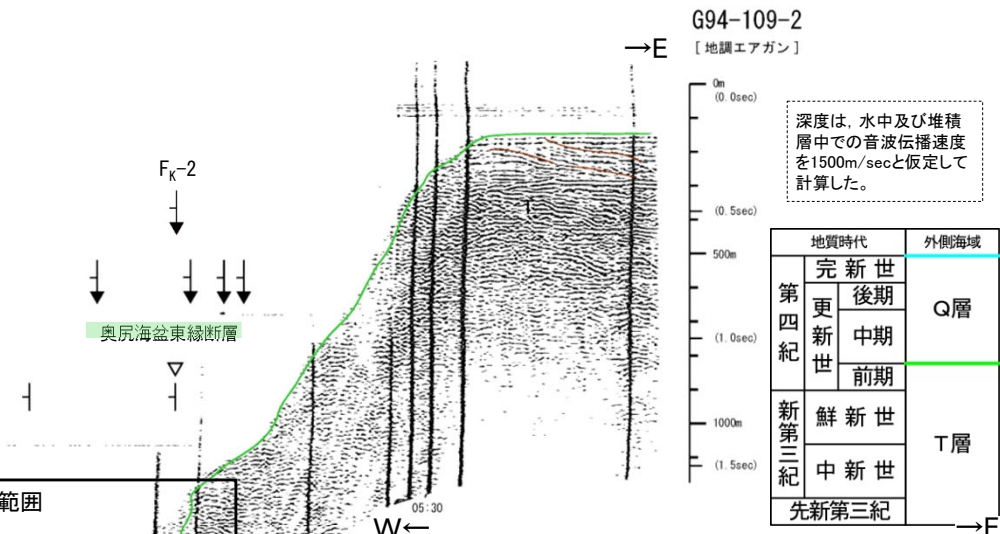
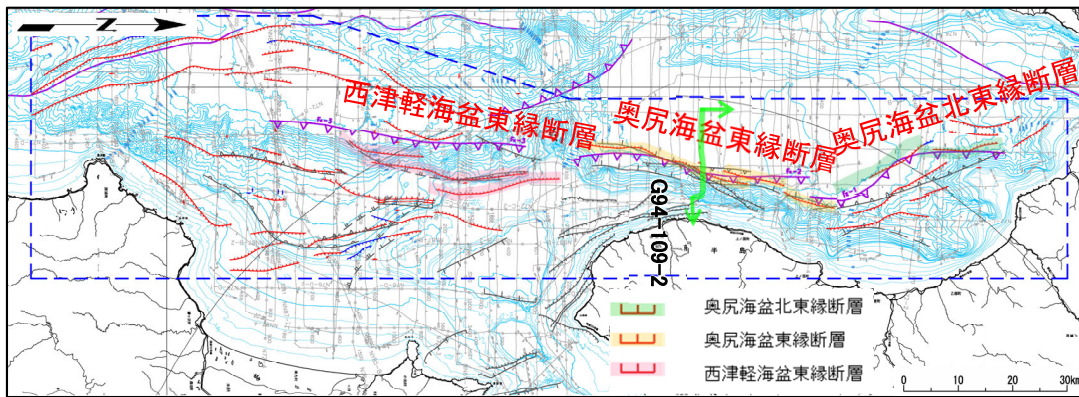




## 4.2 震源モデルの設定(4/20)

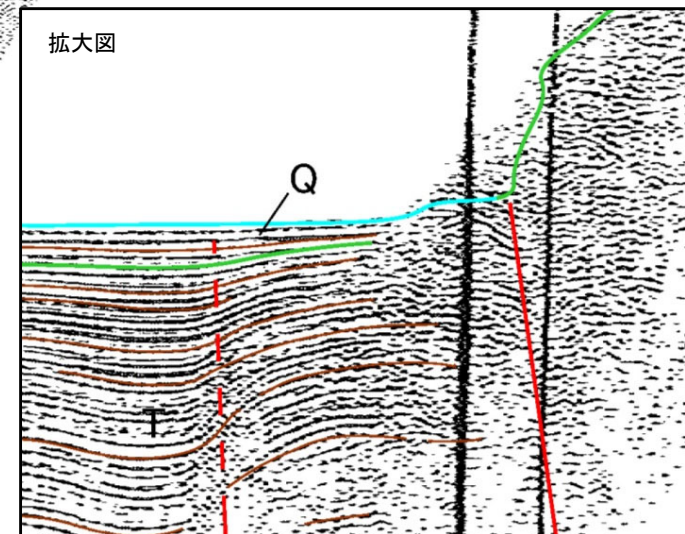
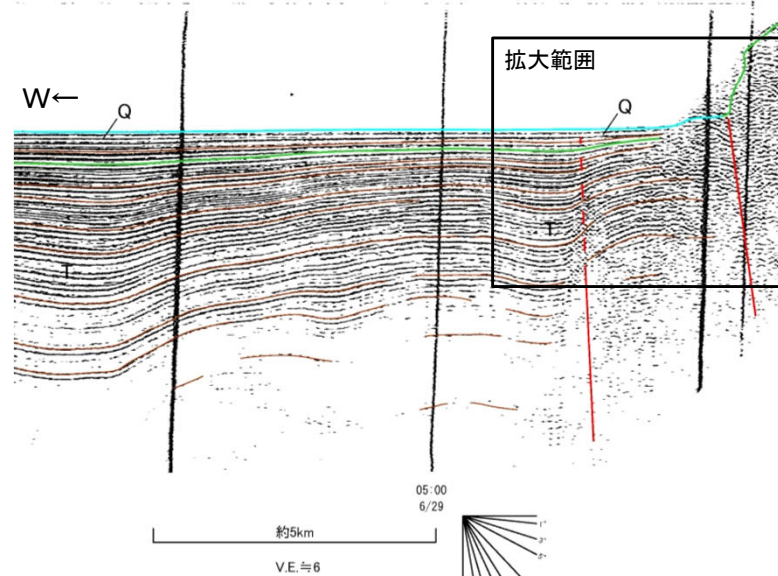
### ①地質調査による活断層の評価(3/3)

- 奥尻海盆東縁断層による変位がT層及びQ層まで認められるため、断層運動は後期更新世以降に及ぶと評価する。
- N-S走向東傾斜の断層で、上盤側(東側)の地形が相対的に高いため、東傾斜の逆断層と評価する。



深度は、水中及び堆積層中の音波伝播速度を1500m/secと仮定して計算した。

地質時代		外側海域
第四紀	完新世	Q層
	更新世 後期	
	更新世 中期	
新第三紀	更新世 前期	T層
	鮮新世	
	中新世	
先新第三紀		



音波探査記録の添付範囲

解析結果による当該断層位置及び落下側 ( ) は他の断層

文献による断層(撓曲)位置及び落下側

中部更新統以上にまで変位(変形)が及ぶ断層

## 4.2 震源モデルの設定(5/20)

コメントNo.S4-7



### ②基本ケースの震源モデルの考え方(1/7):方針

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の想定震源は、それぞれ個別の断層と判断されるものの、保守的に連動を考慮した断層長さ137kmの長大な活断層である。
- 長大な断層に対する震源モデルの設定は、強震動予測レシピにより提案されている。
- ただし、強震動予測レシピでは、長大断層の静的応力降下量 $\Delta\sigma$ に関する新たな知見が得られるまでは、暫定値として、横ずれ断層を対象として導出された値である $\Delta\sigma=3.1$ (MPa)を与えることとしている。
- 想定震源は逆断層であることを踏まえ、強震動予測レシピに加えて、長大な逆断層による内陸地殻内地震の知見である壇ほか(2015)<sup>※</sup>による方法を比較の上、震源モデルを設定する。
- なお、想定震源の断層長さは国交省ほか(2014)に基づき設定しており、震源モデルの設定においても国交省ほか(2014)が提案する津波再現解析等により得られた地震モーメントと断層面積の関係(以下「 $M_0$ -S関係」という。)を用いることが考えられる。しかし、補足説明資料5章のとおり地震モーメントを相対的に保守的に評価できるが、津波再現解析等で得られた $M_0$ -S関係であり、必ずしも地震観測記録を説明するものではないこと、及び第3ステージでは地震モーメントが短周期域に及ぼす影響が小さいことを踏まえて、検討用地震の地震動評価には適用しない。

※ :壇ほか(2015)の概要については、補足説明資料4章参照。

## 4.2 震源モデルの設定(6/20)



## ②基本ケースの震源モデルの考え方(2/7)：巨視的パラメータ

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースの震源モデルの巨視的パラメータの設定に関する考え方を以下に示す。

基本ケースの震源モデルの巨視的パラメータの考え方

パラメータ		調査等に基づく震源パラメータの評価		基本ケースの震源モデルの考え方
		設定根拠	調査等に基づく評価	
巨視的 パラメータ	断層長さ	地質調査結果	地質調査結果に基づけば、奥尻海盆北東縁断層、奥尻海盆東縁断層、及び西津軽海盆東縁断層は個別の断層と判断される。国交省ほか(2014)では、同位置に断層長さ137kmの断層を想定している。	保守的にあらかじめ同時破壊の不確かさを織り込み、連動する断層として評価する。断層長さは、国交省ほか(2014)に基づき、137kmとする。
	断層傾斜角	地質調査結果	応力場と走向から東西圧縮の逆断層が考えられ、地質調査結果によると断層の上盤側の地形が相対的に高い(上がっている)ことから、東傾斜の逆断層と推定。	調査結果に基づき東傾斜の逆断層とし、強震動予測レシピに基づき、逆断層の断層傾斜角が明らかではない場合の傾斜角45°を設定する。
	地震発生層	微小地震分布、速度構造データ等	微小地震分布、速度構造データ等に基づく地震発生層は、上限深さ2km、下限深さ20kmである。	断層面は、上端深さ2km、下端深さ20kmに設定する。

## 4.2 震源モデルの設定(7/20)

コメントNo.S4-7



## ②基本ケースの震源モデルの考え方(3/7):断層パラメータの設定(1/3)

- 基本ケースの震源モデルの設定は、強震動予測レシピによる方法(方法A)と壇ほか(2015)による方法(方法B)を比較し、敷地への影響、各方法が対象とする断層のタイプを踏まえ、断層パラメータの設定方法を選定する。

断層パラメータの設定方法

	方法A	方法B
方法	強震動予測レシピによる方法	壇ほか(2015)による方法
概要	<ul style="list-style-type: none"> <li>Fujii and Matsu'ura(2000)による長大な横ずれ断層を対象にいくつかの条件下で導出された値<math>\Delta\sigma=3.1\text{MPa}</math>を用いているが、新たな知見が得られるまでは暫定値として与えられている。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>壇ほか(2015)では、長大な逆断層による内陸地殻内地震のデータに基づき、平均応力降下量を求めている。また、これらの経験的関係式に基づいて、アスペリティモデルを記述する各パラメータの設定方法を提案している。</li> </ul>

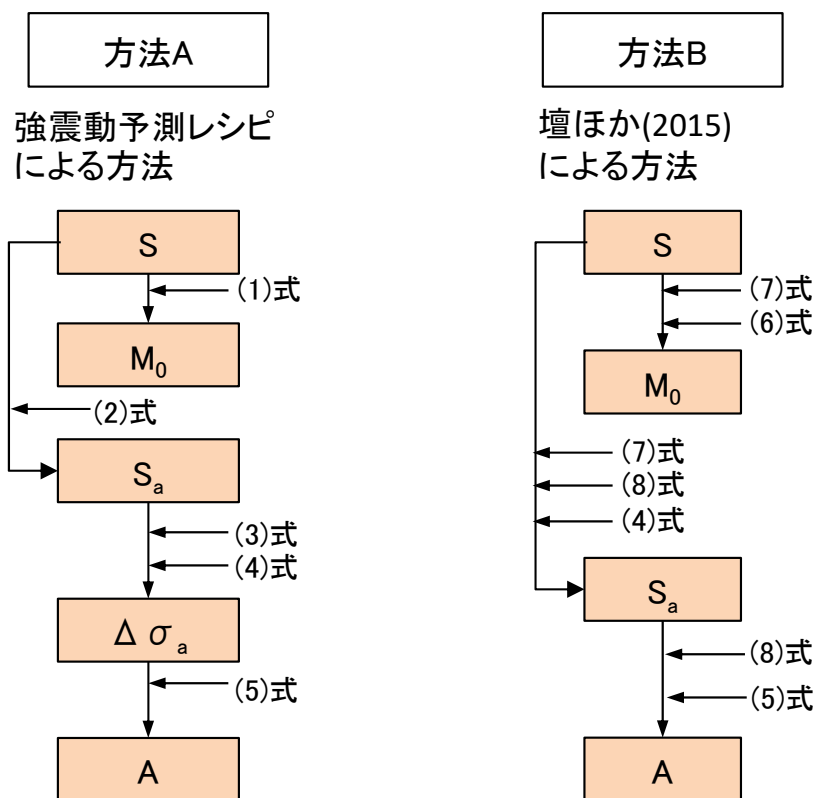
## 4.2 震源モデルの設定(8/20)

コメントNo.S4-7



### ②基本ケースの震源モデルの考え方(4/7):断層パラメータの設定(2/3)

- 方法A, 方法Bについて, 以下のパラメータを算定し, 比較する。  
地震モーメント $M_0$ , 断層全体の平均応力降下量 $\Delta\sigma$ , 短周期レベルA, アスペリティの面積 $S_a$ , アスペリティの応力降下量 $\Delta\sigma_a$
- 方法A, 方法Bによるパラメータの算定フローを以下に示す。
- 断層面積 $S$ は, 基本ケースの震源モデルを用いて確認する。(P.89参照)



パラメータの算定フロー

用いる関係式は以下のとおり。

(1)式	Murotani et al.(2015)	$M_0=S \times 10^{17}$
(2)式	Somerville et al.(1999)	$S_a=0.22S$
(3)式	Fujii and Matsu'ura(2000)	$\Delta\sigma=3.1\text{MPa}$
(4)式	Madariaga(1979)	$\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$
(5)式	壇ほか(2001)	$A=4\pi(S_a/\pi)^{0.5}\Delta\sigma_a V_s^2$
(6)式	壇ほか(2015)	$M_0=(\Delta\sigma^\# S_{seis} W_{seis})/c$ $c=0.45+0.7\exp[-L/W_{seis}]$
(7)式	壇ほか(2015)	$\Delta\sigma^\#=24\text{bar}(=2.4\text{MPa})$
(8)式	壇ほか(2015)	$\Delta\sigma_{asp}^\#=187\text{bar}(=18.7\text{MPa})$

- $V_s$  : S波速度(3.4km/s)
- $\Delta\sigma^\#$  : 平均動的応力降下量(断層全体の平均応力降下量に該当)
- $S_{seis}$  : 震源断層の面積
- $W_{seis}$  : 震源断層の幅
- $L$  : 震源断層の断層長さ
- $\Delta\sigma_{asp}^\#$  : アスペリティの動的応力降下量(アスペリティの応力降下量に該当)

## 4.2 震源モデルの設定(9/20)

コメントNo.S4-7



## ②基本ケースの震源モデルの考え方(5/7):断層パラメータの設定(3/3)

- 方法A, 方法Bの短周期レベルはおおむね同程度である。
- 方法Aは全ての断層タイプに対して用いることができるものの, 地震動評価に重要な応力降下量は横ずれ断層を対象として導出された知見である。一方, 方法Bは長大な逆断層を対象とした知見である。
- 上記及び当該断層が長大な逆断層であることを踏まえ, 方法Bの「壇ほか(2015)による方法」に基づき断層パラメータを設定する。

断層パラメータの比較

パラメータ	記号	単位	方法A	方法B
			強震動予測レシピによる方法	壇ほか(2015)による方法
地震モーメント	$M_0$	(N・m)	$3.5 \times 10^{20}$	$4.7 \times 10^{20}$
断層全体の平均応力降下量	$\Delta \sigma$	(MPa)	3.1	2.4
アスペリティの面積	$S_a$	(km <sup>2</sup> )	771	450
断層全体に対するアスペリティの面積比	-	-	0.22	0.13
アスペリティの応力降下量	$\Delta \sigma_a$	(MPa)	14.1	18.7
短周期レベル※	A	(N・m/s <sup>2</sup> )	<u><math>3.21 \times 10^{19}</math></u>	<u><math>3.25 \times 10^{19}</math></u>

※ :各セグメントのアスペリティの短周期レベルから計算される断層全体の短周期レベル。



採用

## 4.2 震源モデルの設定(10/20)

コメントNo.S4-8



## ②基本ケースの震源モデルの考え方(6/7): 微視的パラメータ, その他のパラメータ

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースの震源モデルの微視的パラメータ等の設定に関する考え方を以下に示す。

基本ケースの震源モデルの微視的パラメータ等の考え方

パラメータ		調査等に基づく震源パラメータの評価		基本ケースの震源モデルの考え方
		設定根拠	調査等に基づく評価	
微視的 パラメータ	アスペリティの位置	地質調査結果	想定震源周辺の内陸地殻内地震のアスペリティ位置に関する知見は得られていない。	敷地に及ぼす影響が大きくなるよう、各セグメントのアスペリティが、それぞれ敷地に最も近づく位置にアスペリティを配置する。 (詳細は、P.83参照)
	破壊伝播速度	—	想定震源周辺の内陸地殻内地震の破壊伝播速度に関する知見は得られていない。	強震動予測レシピに基づき、0.72Vs(Geller(1976))に設定。
その他の パラメータ	破壊開始点	—	想定震源周辺の内陸地殻内地震の破壊開始点に関する知見は得られていない。	縦ずれ成分が卓越する場合の強震動予測レシピの設定に基づき、各アスペリティの下端中央に設定。(3点) 上記に加え、敷地に及ぼす影響が大きくなるよう、敷地に向かって破壊が進行する断層上端に配置し、2つのセグメントからの地震波が同時に敷地に到達する位置※に設定。(3点)

※:破壊開始点の位置は、P.84, 87を参照。

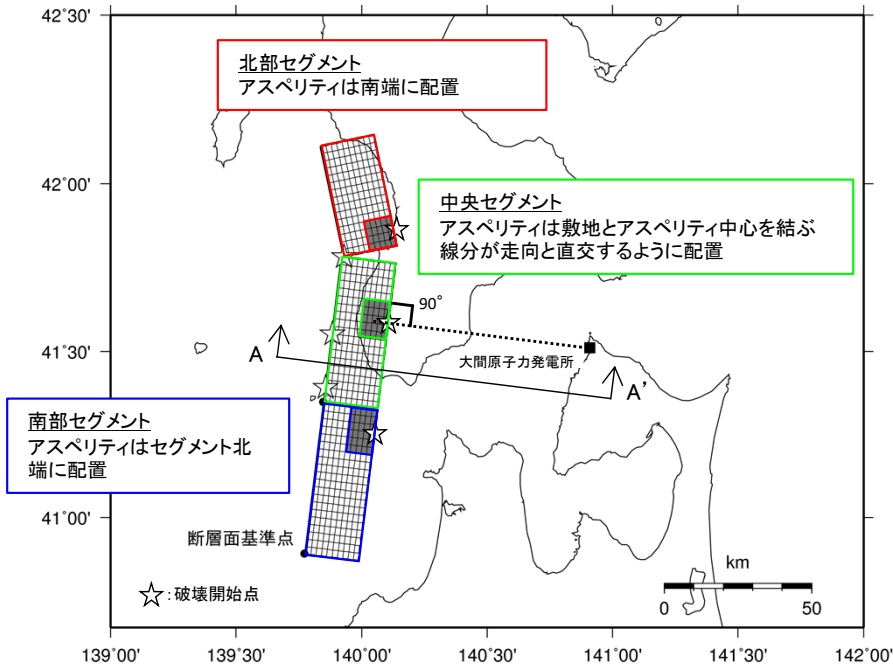
## 4.2 震源モデルの設定(11/20)

コメントNo.S4-8

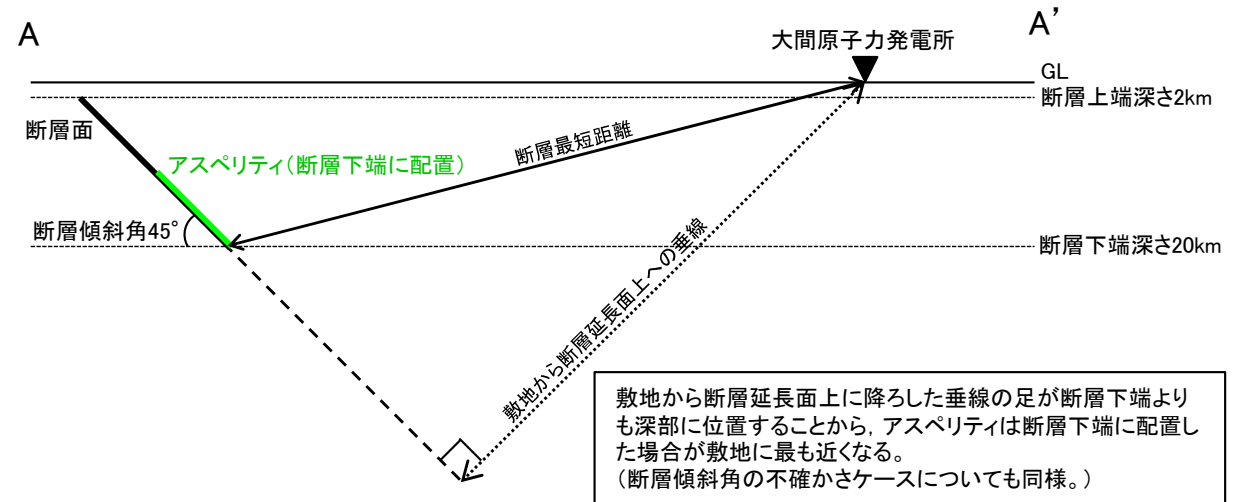


### ②基本ケースの震源モデルの考え方(7/7):アスペリティ位置の考え方

- アスペリティの位置は、下記のとおり各セグメントにおいて、敷地に最も近づく位置に配置する。
- アスペリティの平面位置は、敷地に最も近づくように、北部セグメントはセグメント南端に、南部セグメントはセグメント北端に配置する。中央セグメントは、敷地に最も近づくように、敷地とアスペリティ中心を結ぶ線分が、走向に直交するように配置する。
- アスペリティの深さは、せん断変形が地表に達しており、断層上端に配置することが考えられるが、敷地に最も近くなるように断層下端に配置する。



震源モデルの地表面投影図(基本ケース)



A-A' 断面模式図※

(大間原子力発電所、及びアスペリティは投影した位置)

※ A-A' 断面は、中央セグメントの走向に直交する断面を示す。

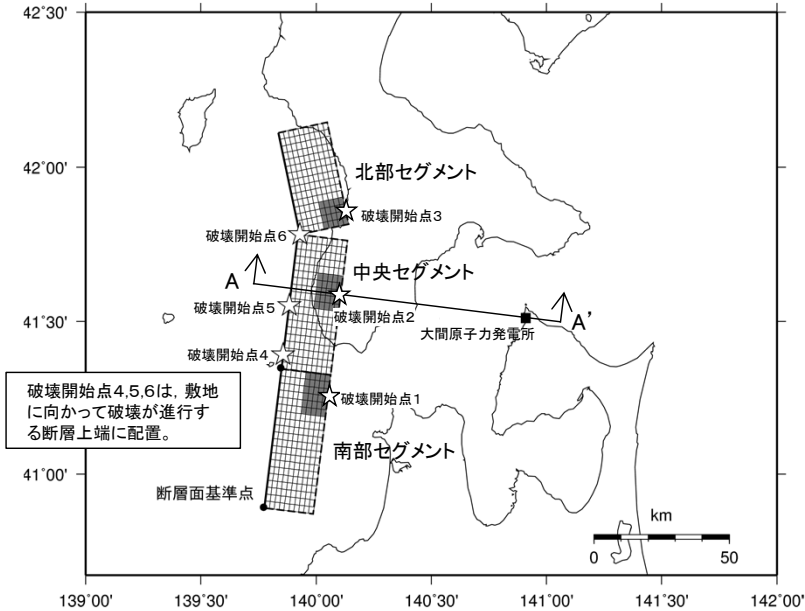




## 4.2 震源モデルの設定(12/20)

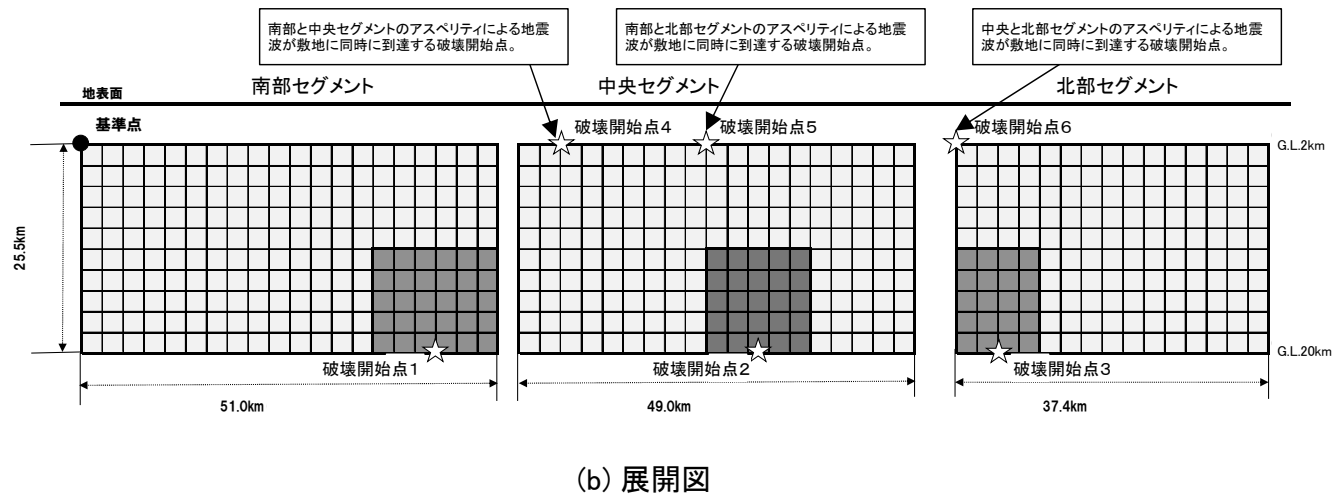
### ③基本ケースの震源モデルの設定

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の基本ケースの震源モデルを以下に示す。
- 北部, 中央, 及び南部セグメントのアスペリティの面積並びに敷地までの距離について, 北部セグメントのアスペリティの面積は, 他より小さいものの, それ以外の面積, 距離に大きな差はないことから, 地震動評価への寄与の特に大きなアスペリティはない。

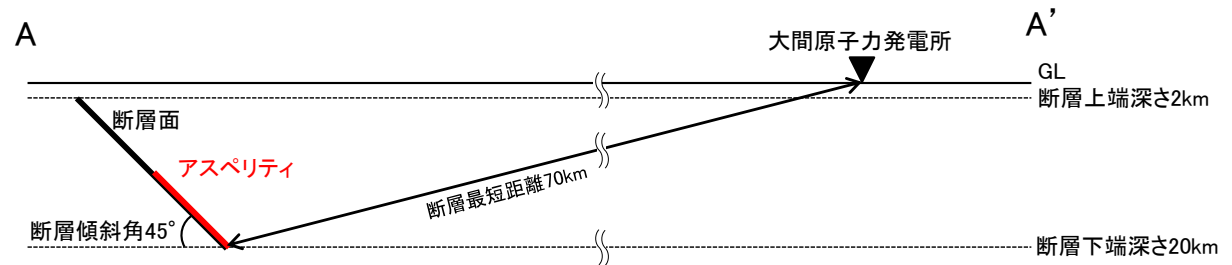


(a) 地表面投影図

地震規模	等価震源距離	断層最短距離
Mw7.7	84km	70km



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

アスペリティの面積, アスペリティ中心から敷地までの距離の比較

セグメント	アスペリティの面積	アスペリティ中心から敷地までの距離
北部	122km <sup>2</sup>	79km
中央	160km <sup>2</sup>	72km
南部	167km <sup>2</sup>	81km

震源モデル(基本ケース)

## 4.2 震源モデルの設定(13/20)

コメントNo.S4-8



## ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(1/3)

- ・ 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震について、考慮する不確かさを示す。
- ・ 基本ケースに対して、認識論的不確かさとして断層傾斜角の不確かさ、短周期レベルの不確かさ、及び破壊伝播速度の不確かさを考慮する。

不確かさの重畳について、考え方は以下のとおり。

- 「認識論的不確かさ」については、それぞれ独立で不確かさを考慮する。
- 「偶然的不確かさ」については、事前の把握が困難であるため、「認識論的不確かさ」と重畳させて考慮する。

## 基本ケースの震源モデルに対する不確かさの整理

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースの震源モデルの考え方	不確かさの考慮
認識論的不確かさ	断層長さ	保守的にあらかじめ同時破壊の不確かさを織り込み、連動する断層として評価する。断層長さは、国交省ほか(2014)に基づき、137kmとする。	基本ケースの震源モデルは、保守的にあらかじめ同時破壊の不確かさを織り込み、連動する断層として評価しているため、更なる不確かさは考慮しない。
	地震規模	複数の知見を比較し、保守的な壇ほか(2015)に基づき設定。	断層傾斜角の不確かさを考慮するにあたり、断層面積が拡がることに伴い、地震規模が大きくなることで考慮される。
	断層傾斜角	地質調査結果に基づき、東傾斜に設定。強震動予測レシピに基づき、逆断層の断層傾斜角が明らかではない場合の傾斜角45°を設定。	調査等により、低角であることを否定できないため、傾斜角30°を考慮する。
	アスペリティの短周期レベル(応力降下量)	強震動予測レシピに基づき、複数の方法を比較し、壇ほか(2015)により、算定。	基本ケースの1.5倍を考慮する。
	破壊伝播速度	強震動予測レシピに基づき、0.72Vs(Geller(1976))に設定。	長大断層であることを踏まえ、宮腰ほか(2005)に基づき、アスペリティ領域の平均的な破壊伝播速度に標準偏差1σを考慮した0.87Vsを考慮する。
偶然的不確かさ	アスペリティ位置	敷地に及ぼす影響が大きくなるように、敷地に最も近づく位置にアスペリティを配置する。	同左
	破壊開始点	縦ずれ成分が卓越する場合の強震動予測レシピの設定に基づき、各アスペリティの下端中央に設定。上記に加え、敷地に及ぼす影響が大きくなるように、2つのセグメントからの地震波が同時に敷地に到達する位置に設定。	同左

: 認識論的不確かさとして考慮するパラメータ

## 4.2 震源モデルの設定(14/20)

コメントNo.S4-8





## ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(2/3)

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の検討ケースを以下に示す。

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の検討ケース一覧

検討ケース	断層長さ(km)	地震規模	断層傾斜角(°)	アスペリティの短周期レベル(応力降下量)	破壊伝播速度	アスペリティ位置	破壊開始点
基本ケース	137	Mw7.7	45	壇ほか(2015)	0.72Vs	各セグメントごとに、敷地に最も近づく位置に配置	複数設定
短周期レベルの不確かさケース	137	Mw7.7	45	基本ケース×1.5倍	0.72Vs	各セグメントごとに、敷地に最も近づく位置に配置	複数設定
断層傾斜角の不確かさケース	137	Mw7.9	30	壇ほか(2015)	0.72Vs	各セグメントごとに、敷地に最も近づく位置に配置	複数設定
破壊伝播速度の不確かさケース	137	Mw7.7	45	壇ほか(2015)	0.87Vs	各セグメントごとに、敷地に最も近づく位置に配置	複数設定

 : 認識論的不確かさとして考慮するパラメータ

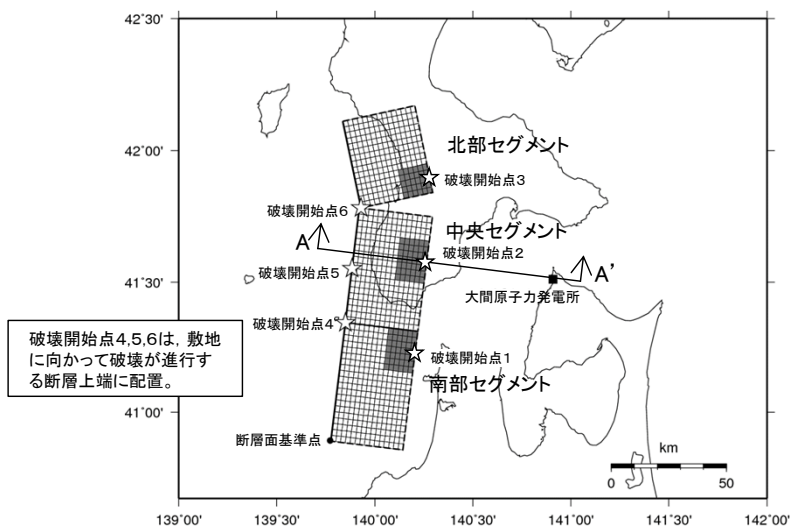
 : 偶然的不確かさとして考慮するパラメータ



## 4.2 震源モデルの設定(15/20)

### ④考慮する不確かさの整理に基づく検討ケースの設定(3/3)

- 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の断層傾斜角の不確かさケースについて、震源モデルを以下に示す。
- 北部、中央、及び南部セグメントのアスペリティの面積並びに敷地までの距離について、北部セグメントのアスペリティの面積は、他より小さいものの、それ以外の面積、距離に大きな差はないことから、地震動評価への寄与の特に大きなアスペリティはない。
- なお、短周期レベルの不確かさケース、破壊伝播速度の不確かさケースの震源モデルは、P.84に示す基本ケースと同一である。

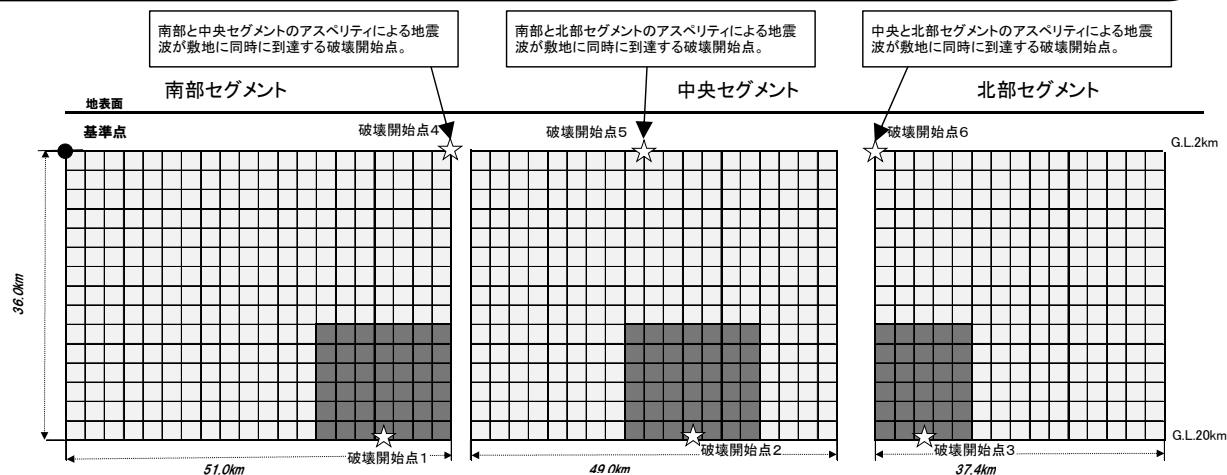


(a) 地表面投影図

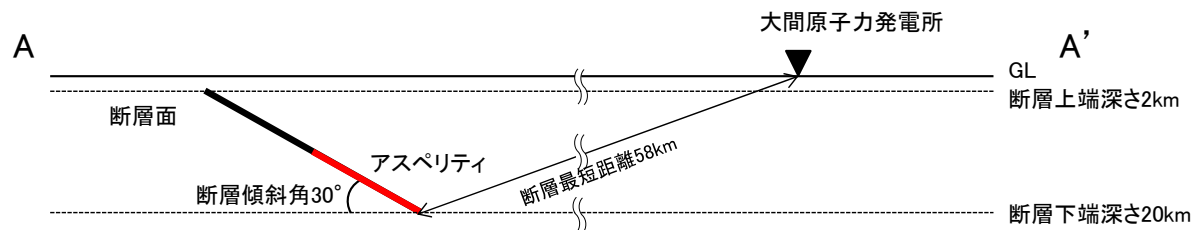
地震規模	等価震源距離	断層最短距離
Mw7.9	75km	58km

アスペリティの面積, アスペリティ中心から敷地までの距離の比較

セグメント	アスペリティの面積	アスペリティ中心から敷地までの距離
北部	173km <sup>2</sup>	72km
中央	226km <sup>2</sup>	61km
南部	236km <sup>2</sup>	72km



(b) 展開図



(c) A-A' 断面模式図

震源モデル(断層傾斜角の不確かさケース)

アスペリティの位置は、P.83に示す基本ケースと同様の考え方で配置。

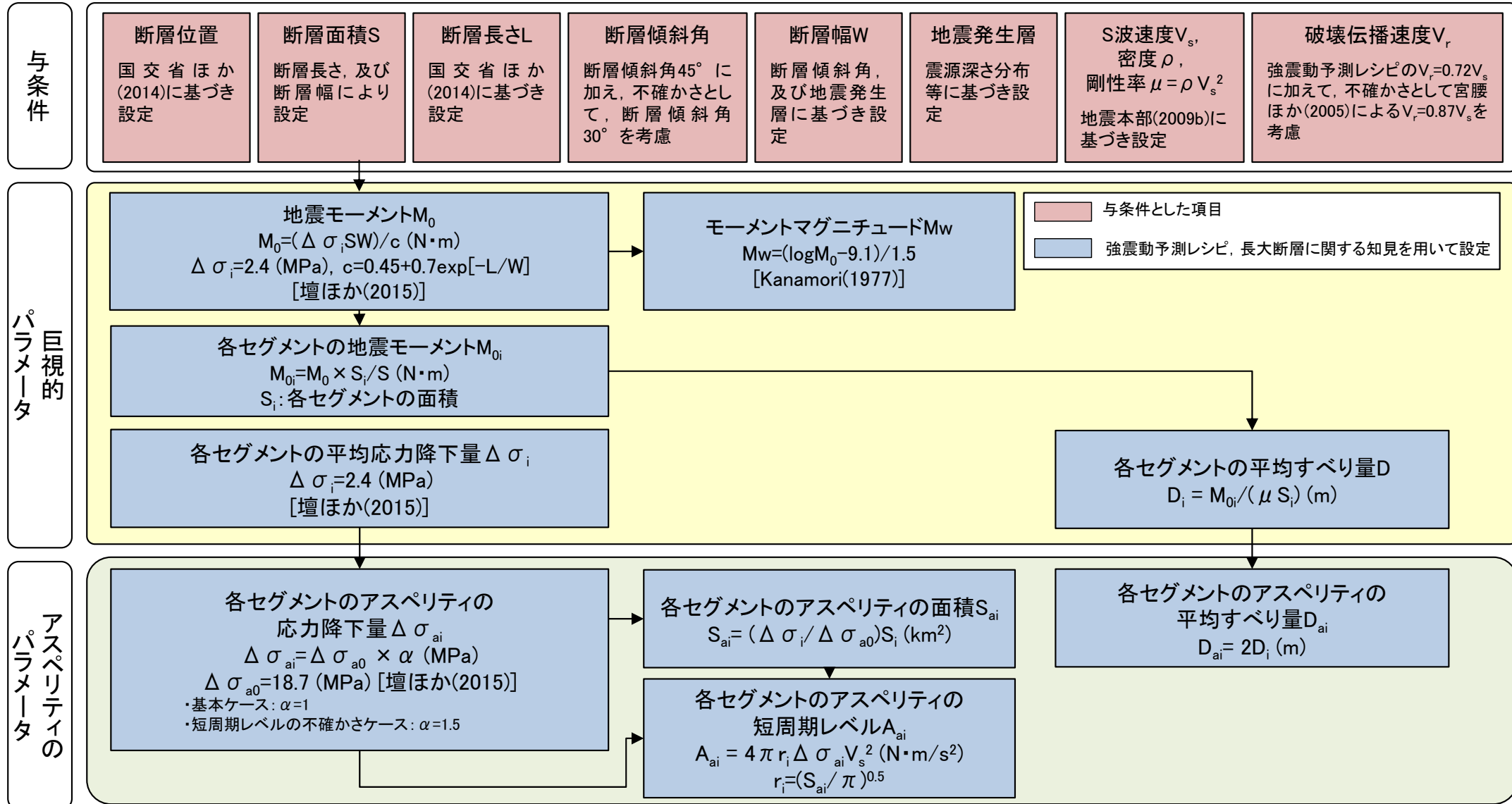
## 4.2 震源モデルの設定(16/20)

コメントNo.S4-7



### ⑤断層パラメータの設定(1/5):断層パラメータの設定フロー

- 断層パラメータは、強震動予測レシピを参照し、長大断層に関する知見を取り込み設定する。



断層パラメータ設定フロー

## 4.2 震源モデルの設定(17/20)

コメントNo.S4-7



### ⑤断層パラメータの設定(2/5): 基本ケース

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震 基本ケースの断層パラメータ

項目	記号(単位)	設定値			設定根拠		
		南部セグメント	中央セグメント	北部セグメント			
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta_i(^{\circ})$	7	7	348	国交省ほか(2014)に基づき設定
		傾斜角	$\delta_i(^{\circ})$	45	45	45	同上
		上端深さ	$h_i(\text{km})$	2	2	2	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b_i(\text{km})$	20	20	20	同上
		長さ	$L_i(\text{km})$	51.0	49.0	37.4	国交省ほか(2014)に基づき設定
		幅	$W_i(\text{km})$	25.5	25.5	25.5	$W_i=(b_i-h_i)/\sin \delta_i$
		断層面積(各セグメント)	$S_i(\text{km}^2)$	1301	1250	954	$S_i=L_i \times W_i$
		断層面積(全体)	$S(\text{km}^2)$	3504			$S=\sum S_i$
		地震モーメント(全体)	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	4.7E+20			$M_0=(\Delta \sigma_i S W_i)/c, c=0.45+0.7\exp(-L/W_i)$ (壇ほか(2015)), $L=\sum L_i$
		地震モーメント(各セグメント)	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.8E+20	1.7E+20	1.3E+20	$M_{0i}=M_0 \times S_i/S$
		モーメントマグニチュード	$M_w$	7.7			$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4			地震本部(2009b)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10			$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D_i(\text{m})$	4.3	4.3	4.3	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma_i(\text{MPa})$	2.4	2.4	2.4	壇ほか(2015)
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	2.4			$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	167	160	122	$S_{ai}=(\Delta \sigma_i/\Delta \sigma_{a0}) \times S_i, \Delta \sigma_{a0}=18.7\text{MPa}$ (壇ほか(2015))
		地震モーメント	$M_{0ai}(\text{N}\cdot\text{m})$	4.5E+19	4.3E+19	3.3E+19	$M_{0ai}=\mu S_{ai}D_{ai}$
		平均すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	8.7	8.7	8.7	$D_{ai}=2 \times D_i$
		応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	18.7	18.7	18.7	壇ほか(2015)
		短周期レベル	$A_{ai}(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	1.98E+19	1.94E+19	1.70E+19	$A_{ai}=4\pi \times (S_{ai}/\pi)^{0.5} \times \Delta \sigma_{ai} \times V_s^2$
	背景領域	面積	$S_{bi}(\text{km}^2)$	1134	1089	831	$S_{bi}=S_i-S_{ai}$
		地震モーメント	$M_{0bi}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.3E+20	1.3E+20	9.6E+19	$M_{0bi}=M_{0i}-M_{0ai}$
		平均すべり量	$D_{bi}(\text{m})$	3.7	3.7	3.7	$D_{bi}=M_{0bi}/(\mu S_{bi})$
		実効応力	$\sigma_{bi}(\text{MPa})$	4.0	4.0	3.5	$\sigma_{bi}=(D_{bi}/W_{bi})/(D_{ai}/W_{ai}) \Delta \sigma_{ai}, W_{bi}=W_i, W_{ai}=S_{ai}^{0.5}$
		Q値	-	100f <sup>1.0</sup>			Takehi and Irikura(1997)

## 4.2 震源モデルの設定(18/20)

コメントNo.S4-7



## ⑤断層パラメータの設定(3/5):短周期レベルの不確かさケース

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震 短周期レベルの不確かさケースの断層パラメータ

項目	記号(単位)	設定値			設定根拠		
		南部セグメント	中央セグメント	北部セグメント			
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta_i(^{\circ})$	7	7	348	国交省ほか(2014)に基づき設定
		傾斜角	$\delta_i(^{\circ})$	45	45	45	同上
		上端深さ	$h_i(\text{km})$	2	2	2	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b_i(\text{km})$	20	20	20	同上
		長さ	$L_i(\text{km})$	51.0	49.0	37.4	国交省ほか(2014)に基づき設定
		幅	$W_i(\text{km})$	25.5	25.5	25.5	$W_i=(b_i-h_i)/\sin\delta_i$
		断層面積(各セグメント)	$S_i(\text{km}^2)$	1301	1250	954	$S_i=L_i \times W_i$
		断層面積(全体)	$S(\text{km}^2)$	3504			$S=\sum S_i$
		地震モーメント(全体)	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	4.7E+20			$M_0=(\Delta\sigma_i SW_i)/c$ , $c=0.45+0.7\exp(-L/W_i)$ (壇ほか(2015)), $L=\sum L_i$
		地震モーメント(各セグメント)	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.8E+20	1.7E+20	1.3E+20	$M_{0i}=M_0 \times S_i/S$
		モーメントマグニチュード	Mw	7.7			$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4			地震本部(2009b)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10			$\mu=\rho V_s^2$ , $\rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D_i(\text{m})$	4.3	4.3	4.3	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
		平均応力降下量	$\Delta\sigma_i(\text{MPa})$	2.4	2.4	2.4	壇ほか(2015)
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	2.4			$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	167	160	122	$S_{ai}=(\Delta\sigma_i/\Delta\sigma_{a0}) \times S_i$ , $\Delta\sigma_{a0}=18.7\text{MPa}$ (壇ほか(2015))
		地震モーメント	$M_{0ai}(\text{N}\cdot\text{m})$	4.5E+19	4.3E+19	3.3E+19	$M_{0ai}=\mu S_{ai} D_{ai}$
		平均すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	8.7	8.7	8.7	$D_{ai}=2 \times D_i$
		応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}(\text{MPa})$	28.1	28.1	28.1	壇ほか(2015) $\times 1.5$
		短周期レベル	$A_{ai}(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	2.97E+19	2.91E+19	2.54E+19	$A_{ai}=4\pi \times (S_{ai}/\pi)^{0.5} \times \Delta\sigma_{ai} \times V_s^2$
	背景領域	面積	$S_{bi}(\text{km}^2)$	1134	1089	831	$S_{bi}=S_i-S_{ai}$
		地震モーメント	$M_{0bi}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.3E+20	1.3E+20	9.6E+19	$M_{0bi}=M_{0i}-M_{0ai}$
		平均すべり量	$D_{bi}(\text{m})$	3.7	3.7	3.7	$D_{bi}=M_{0bi}/(\mu S_{bi})$
		実効応力	$\sigma_{bi}(\text{MPa})$	6.1	5.9	5.2	$\sigma_{bi}=(D_{bi}/W_{bi})/(D_{ai}/W_{ai}) \Delta\sigma_{ai}$ , $W_{bi}=W_i$ , $W_{ai}=S_{ai}^{0.5}$
Q値		-	100f <sup>1.0</sup>			Takehi and Irikura(1997)	

## 4.2 震源モデルの設定(19/20)

コメントNo.S4-7



## ⑤断層パラメータの設定(4/5):断層傾斜角の不確かさケース

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震 断層傾斜角の不確かさケースの断層パラメータ

項目	記号(単位)	設定値			設定根拠		
		南部セグメント	中央セグメント	北部セグメント			
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta_i(^{\circ})$	7	7	348	国交省ほか(2014)に基づき設定
		傾斜角	$\delta_i(^{\circ})$	30	30	30	傾斜角の不確かさを考慮
		上端深さ	$h_i(\text{km})$	2	2	2	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b_i(\text{km})$	20	20	20	同上
		長さ	$L_i(\text{km})$	51.0	49.0	37.4	国交省ほか(2014)に基づき設定
		幅	$W_i(\text{km})$	36.0	36.0	36.0	$W_i=(b_i-h_i)/\sin \delta_i$
		断層面積(各セグメント)	$S_i(\text{km}^2)$	1836	1764	1346	$S_i=L_i \times W_i$
		断層面積(全体)	$S(\text{km}^2)$	4946			$S=\sum S_i$
		地震モーメント(全体)	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	9.2E+20			$M_0=(\Delta \sigma_i SW_i)/c$ , $c=0.45+0.7\exp(-L/W_i)$ (壇ほか(2015)), $L=\sum L_i$
		地震モーメント(各セグメント)	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	3.4E+20	3.3E+20	2.5E+20	$M_{0i}=M_0 \times S_i/S$
		モーメントマグニチュード	Mw	7.9			$Mw=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4			地震本部(2009b)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10			$\mu=\rho V_s^2$ , $\rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D_i(\text{m})$	5.9	5.9	5.9	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma_i(\text{MPa})$	2.4	2.4	2.4	壇ほか(2015)
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	2.4			$V_r=0.72V_s$ (Geller(1976))		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	236	226	173	$S_{ai}=(\Delta \sigma_i/\Delta \sigma_{a0}) \times S_i$ , $\Delta \sigma_{a0}=18.7\text{MPa}$ (壇ほか(2015))
		地震モーメント	$M_{0ai}(\text{N}\cdot\text{m})$	8.7E+19	8.4E+19	6.4E+19	$M_{0ai}=\mu S_{ai}D_{ai}$
		平均すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	11.9	11.9	11.9	$D_{ai}=2 \times D_i$
		応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	18.7	18.7	18.7	壇ほか(2015)
		短周期レベル	$A_{ai}(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	2.35E+19	2.31E+19	2.01E+19	$A_{ai}=4\pi \times (S_{ai}/\pi)^{0.5} \times \Delta \sigma_{ai} \times V_s^2$
	背景領域	面積	$S_{bi}(\text{km}^2)$	1600	1538	1174	$S_{bi}=S_i-S_{ai}$
		地震モーメント	$M_{0bi}(\text{N}\cdot\text{m})$	2.5E+20	2.4E+20	1.9E+20	$M_{0bi}=M_{0i}-M_{0ai}$
		平均すべり量	$D_{bi}(\text{m})$	5.1	5.1	5.1	$D_{bi}=M_{0bi}/(\mu S_{bi})$
		実効応力	$\sigma_{bi}(\text{MPa})$	3.4	3.3	2.9	$\sigma_{bi}=(D_{bi}/W_{bi})/(D_{ai}/W_{ai}) \Delta \sigma_{ai}$ , $W_{bi}=W_i$ , $W_{ai}=S_{ai}^{0.5}$
Q値		-	100 <sup>f1.0</sup>			Takehi and Irikura(1997)	



## 4.2 震源モデルの設定(20/20)

コメントNo.S4-7, S4-8



### ⑤断層パラメータの設定(5/5):破壊伝播速度の不確かさケース

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震 破壊伝播速度の不確かさケースの断層パラメータ

項目	記号(単位)	設定値			設定根拠		
		南部セグメント	中央セグメント	北部セグメント			
巨視的パラメータ	断層全体	走向	$\theta_i(^{\circ})$	7	7	348	国交省ほか(2014)に基づき設定
		傾斜角	$\delta_i(^{\circ})$	45	45	45	同上
		上端深さ	$h_i(\text{km})$	2	2	2	地震発生層の検討結果による
		下端深さ	$b_i(\text{km})$	20	20	20	同上
		長さ	$L_i(\text{km})$	51.0	49.0	37.4	国交省ほか(2014)に基づき設定
		幅	$W_i(\text{km})$	25.5	25.5	25.5	$W_i=(b_i-h_i)/\sin \delta_i$
		断層面積(各セグメント)	$S_i(\text{km}^2)$	1301	1250	954	$S_i=L_i \times W_i$
		断層面積(全体)	$S(\text{km}^2)$	3504			$S=\sum S_i$
		地震モーメント(全体)	$M_0(\text{N}\cdot\text{m})$	4.7E+20			$M_0=(\Delta \sigma_i S W_i)/c, c=0.45+0.7\exp(-L/W_i)$ (壇ほか(2015)), $L=\sum L_i$
		地震モーメント(各セグメント)	$M_{0i}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.8E+20	1.7E+20	1.3E+20	$M_{0i}=M_0 \times S_i/S$
		モーメントマグニチュード	$M_w$	7.7			$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ (Kanamori(1977))
		S波速度	$V_s(\text{km/s})$	3.4			地震本部(2009b)
		剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	3.12E+10			$\mu=\rho V_s^2, \rho=2.7\text{t/m}^3$
		平均すべり量	$D_i(\text{m})$	4.3	4.3	4.3	$D_i=M_{0i}/(\mu S_i)$
		平均応力降下量	$\Delta \sigma_i(\text{MPa})$	2.4	2.4	2.4	壇ほか(2015)
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	3.0			$V_r=0.87V_s$ (宮腰ほか(2005))		
微視的パラメータ	アスペリティ	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	167	160	122	$S_{ai}=(\Delta \sigma_i/\Delta \sigma_{a0}) \times S_i, \Delta \sigma_{a0}=18.7\text{MPa}$ (壇ほか(2015))
		地震モーメント	$M_{0ai}(\text{N}\cdot\text{m})$	4.5E+19	4.3E+19	3.3E+19	$M_{0ai}=\mu S_{ai}D_{ai}$
		平均すべり量	$D_{ai}(\text{m})$	8.7	8.7	8.7	$D_{ai}=2 \times D_i$
		応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	18.7	18.7	18.7	壇ほか(2015)
		短周期レベル	$A_{ai}(\text{N}\cdot\text{m/s}^2)$	1.98E+19	1.94E+19	1.70E+19	$A_{ai}=4\pi \times (S_{ai}/\pi)^{0.5} \times \Delta \sigma_{ai} \times V_s^2$
	背景領域	面積	$S_{bi}(\text{km}^2)$	1134	1089	831	$S_{bi}=S_i-S_{ai}$
		地震モーメント	$M_{0bi}(\text{N}\cdot\text{m})$	1.3E+20	1.3E+20	9.6E+19	$M_{0bi}=M_{0i}-M_{0ai}$
		平均すべり量	$D_{bi}(\text{m})$	3.7	3.7	3.7	$D_{bi}=M_{0bi}/(\mu S_{bi})$
		実効応力	$\sigma_{bi}(\text{MPa})$	4.0	4.0	3.5	$\sigma_{bi}=(D_{bi}/W_{bi})/(D_{ai}/W_{ai}) \Delta \sigma_{ai}, W_{bi}=W_i, W_{ai}=S_{ai}^{0.5}$
		Q値	-	100f <sup>1.0</sup>			Takehi and Irikura(1997)

## 4.3 地震動評価手法(1/5)



### 地震動評価の方針

#### ■ 応答スペクトルに基づく地震動評価

- 想定震源は、断層長さ137km, Mw7.7の長大断層であるため、松田(1975)、武村(1990)のデータセットの範囲外となり、適用対象外となることから、気象庁マグニチュードの評価が出来ない。
- そこで、気象庁マグニチュードによる評価ではなく、モーメントマグニチュードMwで評価可能で適用性を確認した以下の距離減衰式による地震動評価を行う。

Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014), Kanno et al.(2006), Zhao et al.(2006), 内山・翠川(2006)

#### ■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

- 敷地において、要素地震として用いることができる適切な観測記録が得られていることから、「経験的グリーン関数法」による地震動評価を行う。
- 要素地震は、想定震源と同じタイプの震源メカニズムを有する地震を選定した。



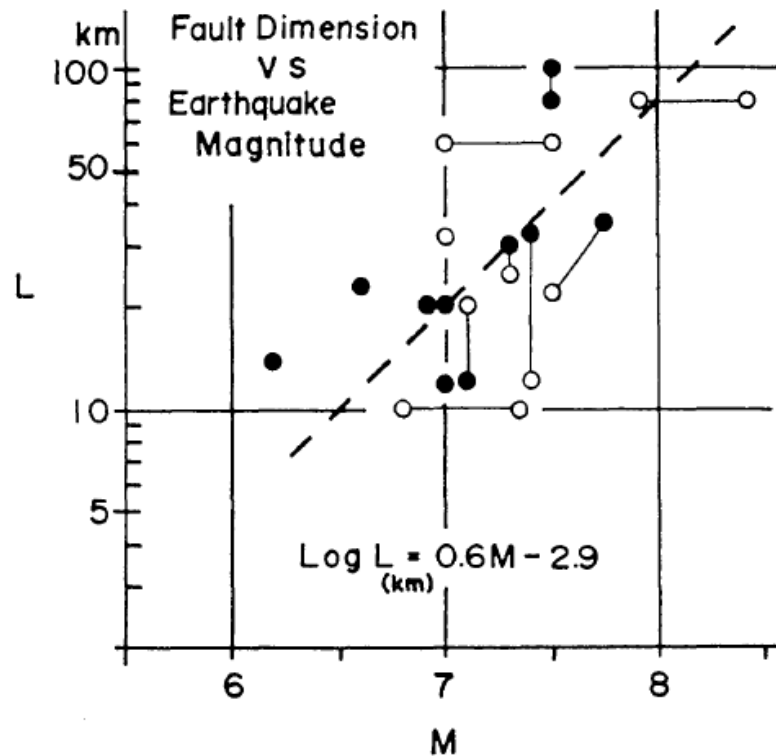
## 4.3 地震動評価手法(2/5)

### 応答スペクトルに基づく地震動評価(1/2)

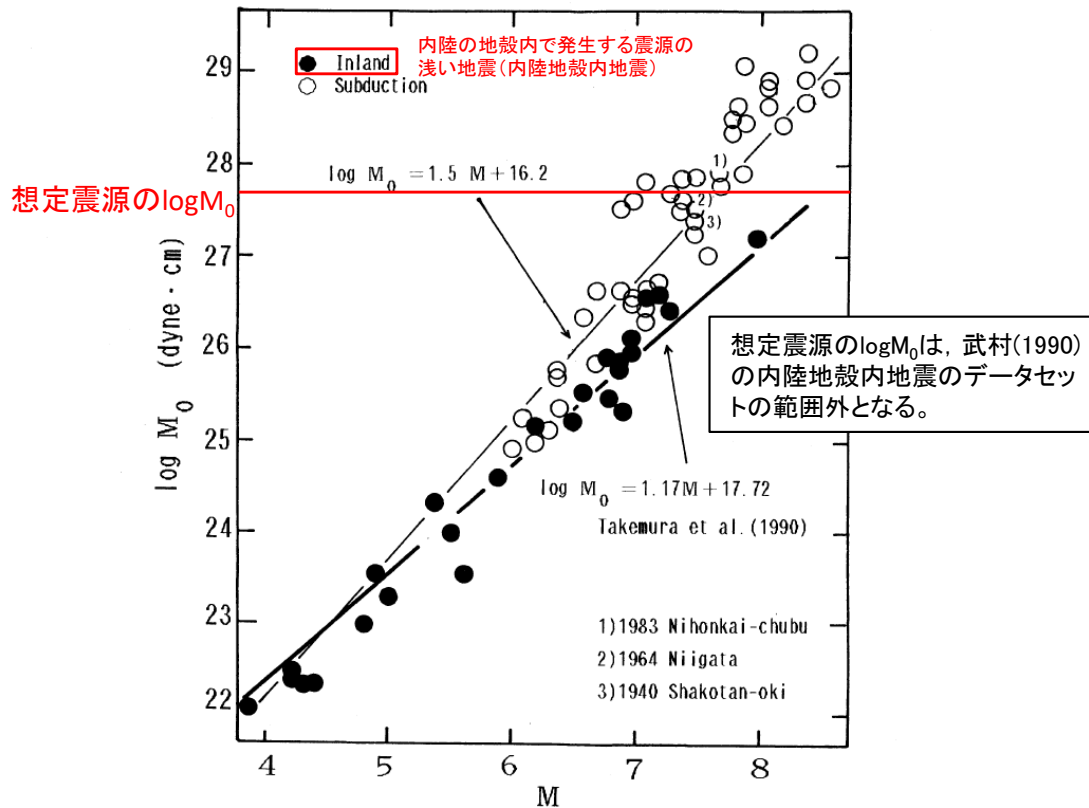
#### 気象庁マグニチュードの評価における松田(1975), 武村(1990)の適用性

- 想定震源は、断層長さ137km, Mw7.7の長大断層であるため、松田(1975), 武村(1990)のデータセットの範囲外となり、適用対象外となることから、気象庁マグニチュードの評価が出来ない。
- そこで、気象庁マグニチュードによる評価ではなく、モーメントマグニチュードに基づき評価可能な距離減衰式を用いて、地震動評価を実施する。

想定震源の断層長さLは、137kmであるため、松田(1975)のデータセットの範囲外となる。



松田(1975)による気象庁マグニチュードと断層長さの関係  
松田(1975)に加筆



武村(1990)による気象庁マグニチュードと地震モーメントの関係  
武村(1990)に加筆

## 4.3 地震動評価手法(3/5)



## 応答スペクトルに基づく地震動評価(2/2)

## モーメントマグニチュードに基づく距離減衰式の適用性の確認

- ・ モーメントマグニチュードに基づく距離減衰式を用いるにあたり、その適用性を確認した。
- ・ 応答スペクトルに基づく地震動評価は、以下の適用可能な距離減衰式を用いる。

Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014), Kanno et al.(2006), Zhao et al.(2006), 内山・翠川(2006)

奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震規模，断層最短距離

ケース	地震規模	断層最短距離
基本ケース	Mw7.7	70km
断層傾斜角の不確かさケース	Mw7.9	58km

## モーメントマグニチュードに基づく距離減衰式の適用性

距離減衰式	Mwの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別	適用性
大野ほか(2001)	Mw4.9～7.5	4～174km(等価震源距離) 0～174km(断層最短距離)	第三紀以前，更新世，完新世	×
内山・翠川(2006)	Mw5.5～8.3	300km以内	$150 \leq V_{S30} \leq 750\text{m/s}$	○
片岡ほか(2006)	内陸：Mw4.9～6.9	250km以内	I種地盤，II種地盤，III種地盤，工学的基盤	×
Zhao et al.(2006)	Mw5.0～8.3	0～300km	Soft soil～Hard rock	○
Kanno et al.(2006)	Mw5.5～8.2	1～500km	$100 \leq V_{S30} \leq 1400\text{m/s}$	○
Abrahamson et al.(2014)	Mw3.0～8.5	0～300km	$180 \leq V_{S30} \leq 1000\text{m/s}$	○
Boore et al.(2014)	Mw3.0～8.5(横ずれ断層・逆断層) Mw3.0～7.0(正断層)	0～400km	$150 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○
Campbell and Bozorgnia(2014)	Mw3.3～8.5(横ずれ断層) Mw3.3～8.0(逆断層) Mw3.3～7.5(正断層)	0～300km	$150 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○
Chiou and Youngs(2014)	Mw3.5～8.5(横ずれ断層) Mw3.5～8.0(正・逆断層)	0～300km	$180 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○
Idriss(2014)	Mw5.0以上	150km以内	$450\text{m/s} \leq V_{S30}$	○

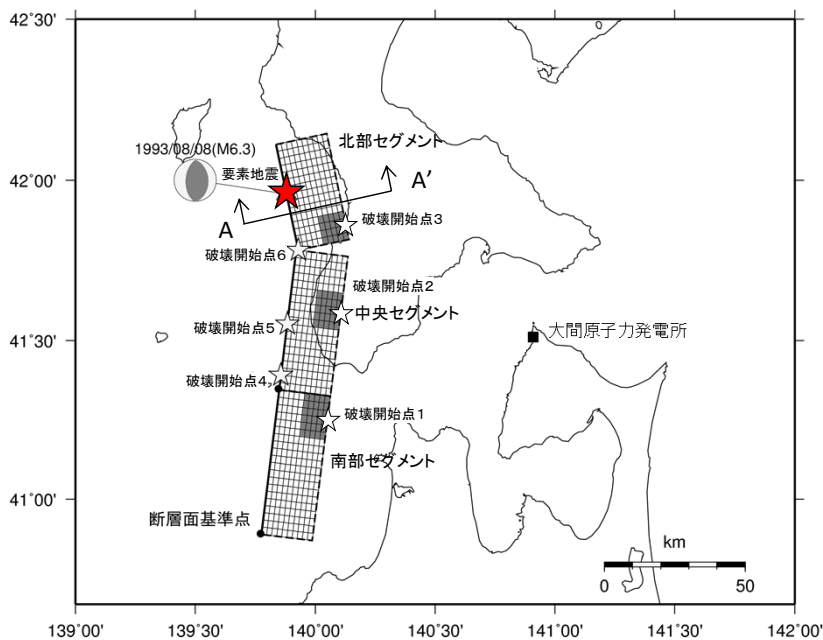


## 4.3 地震動評価手法(4/5)

### 断層モデルを用いた手法による地震動評価(1/2)

#### 要素地震の諸元

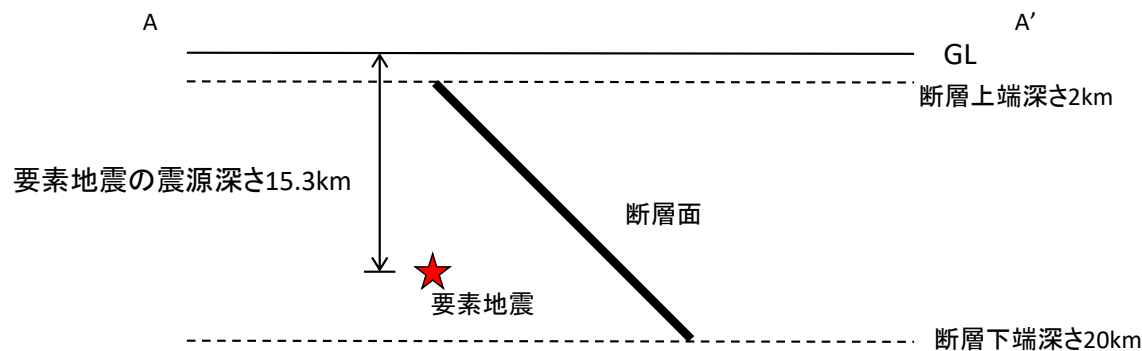
- 経験的グリーン関数法に用いる要素地震は、想定震源周辺で発生した地震のうち、発生位置、断層規模、及びメカニズム解を踏まえて、1993年8月8日の地震(M6.3)を選定した。
- なお、当該要素地震の震源は北部セグメント付近に位置しているが、敷地において中央セグメント及び南部セグメント付近に震源を持つ要素地震に適した観測記録※1が得られていないことから、全てのセグメントで当該要素地震を用いる。



選定した要素地震の位置

選定した要素地震の諸元※2

発震日時	北緯(°)		東経(°)		メカニズム解
1993.08.08 4:42	41.9525		139.8881		
	M	震源距離(km)	震源深さ(km)		
	6.3	99.3	15.3		
	走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)		
	183	52	94		



A-A'断面模式図 要素地震と断層面の位置の関係

※1：想定した断層面付近で発生した、規模の差がM2程度以内の、地震のタイプ・メカニズムが想定地震と類似している地震の観測記録。

※2：北緯、東経、及び震源深さは、明田川ほか(1994)による。走向、傾斜角、すべり角、震源メカニズムはGlobal CMT Catalog、発震日時、Mは気象庁による。



## 4.3 地震動評価手法(5/5)

### 断層モデルを用いた手法による地震動評価(2/2)

#### 要素地震の震源パラメータ評価

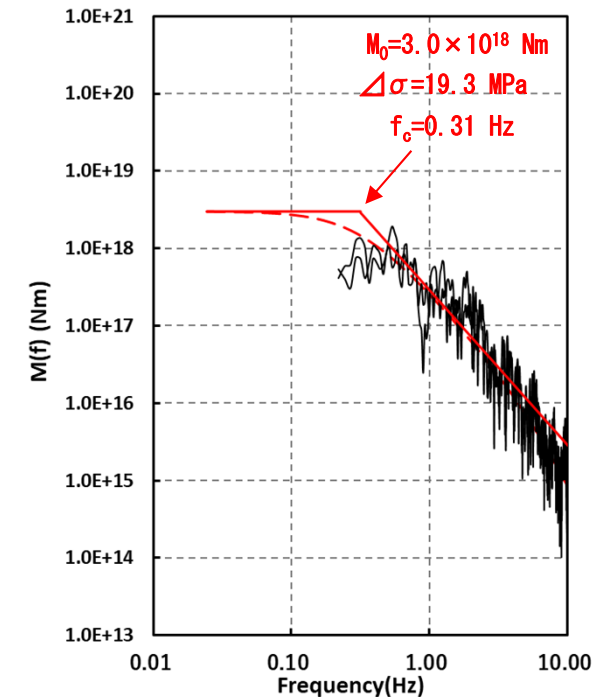
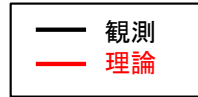
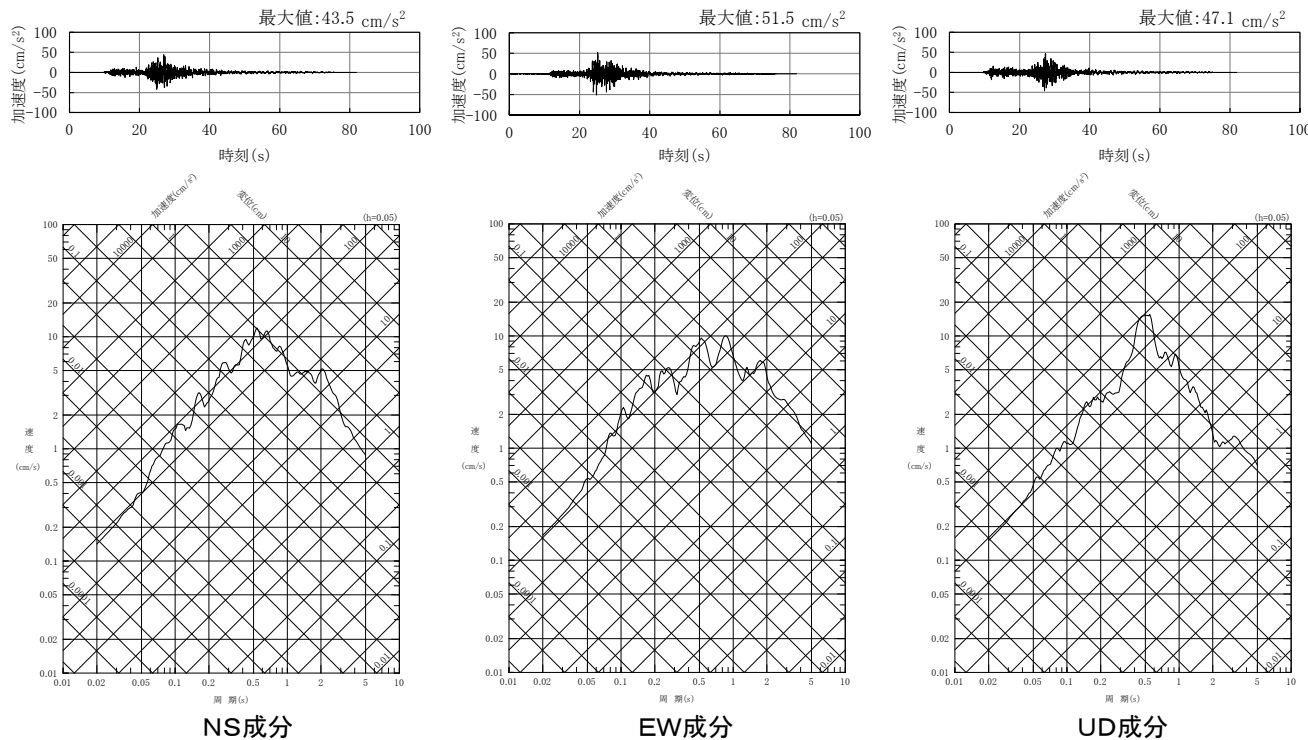
- 要素地震について、震源パラメータ及び $\omega^{-2}$ モデルによる理論震源スペクトルと観測記録の比較を示す。
- 震源パラメータに基づく $\omega^{-2}$ モデルによる理論震源スペクトルは、地震観測記録とよく整合する。

震源パラメータの評価結果

発震日時	震源パラメータ※2		
	地震モーメント※1(N・m)	コーナー周波数(Hz)	応力降下量(MPa)
1993.08.08 4:42	$3.0 \times 10^{18}$	0.31	19.3

※1 : Global CMTカタログによる。

※2 : 要素地震のQ値補正には、Takehi and Irikura (1997)を踏まえ $Q(f)=100f^{1.0}$ を用いる。



要素地震の加速度時刻歴波形と応答スペクトル

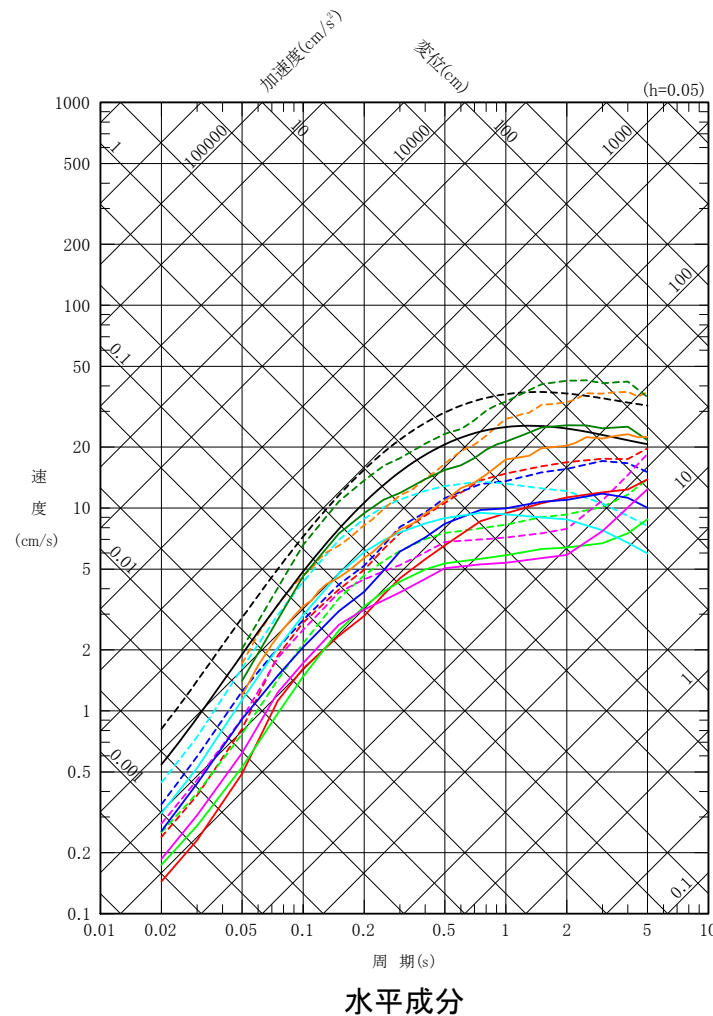
要素地震の理論震源スペクトルと観測記録の比較

## 4.4 地震動評価結果(1/14)



### 応答スペクトルに基づく地震動評価結果

- 応答スペクトルに基づく地震動評価結果を示す。
- 松田(1975), 武村(1990)のデータセットの範囲対象外となり, 適切にMを評価できないため, Mwで評価した以下の距離減衰式による地震動評価結果を示す。  
Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014),  
Kanno et al.(2006), Zhao et al.(2006), 内山・翠川(2006)
- なお, 鉛直成分は, 上記の距離減衰式の適用対象外のため, 断層モデルによる評価を重視する。



実線: 基本ケース(Mw7.7, 断層最短距離70km)  
破線: 断層傾斜角の不確かさケース(Mw7.9, 断層最短距離58km)

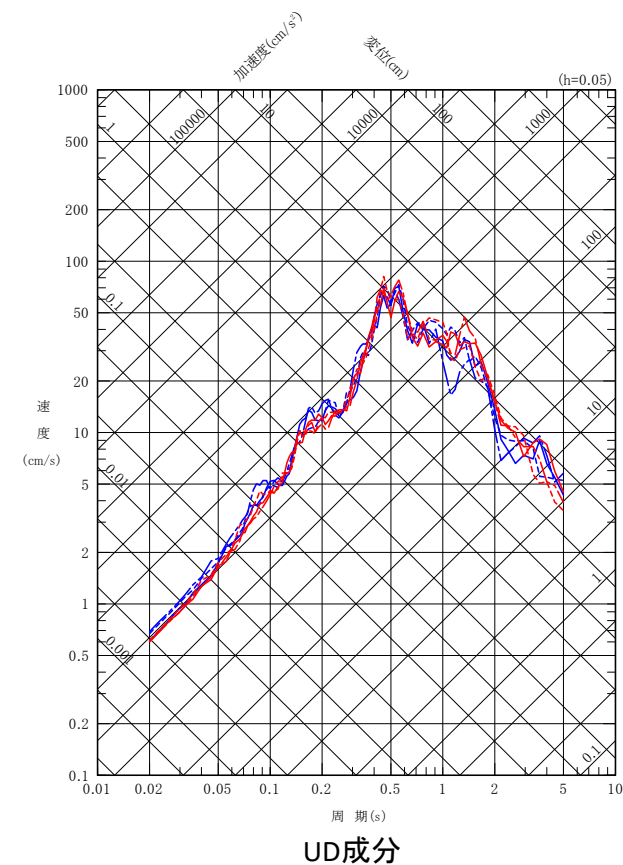
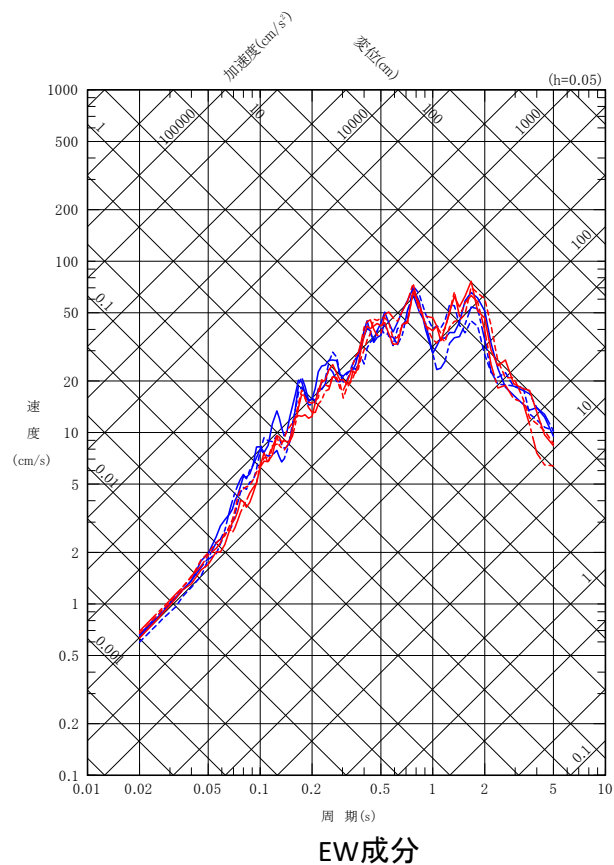
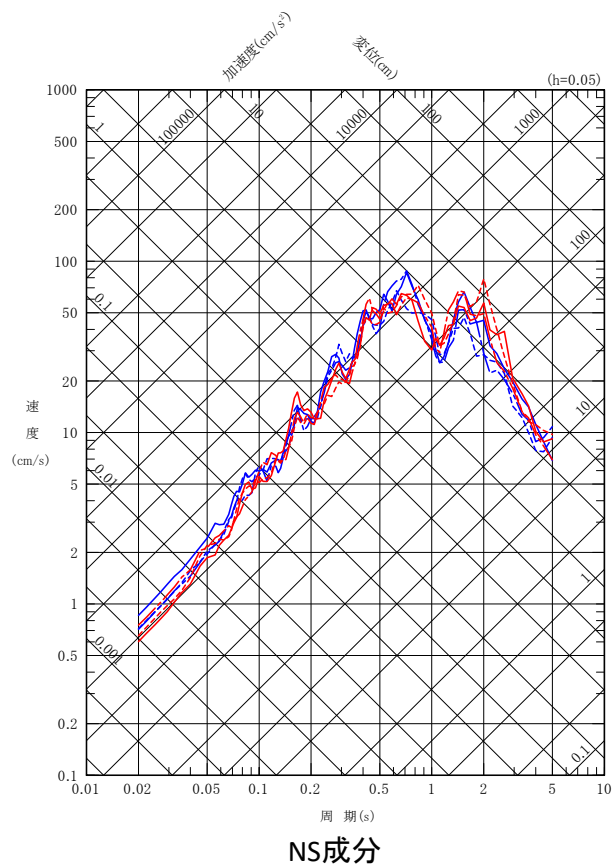
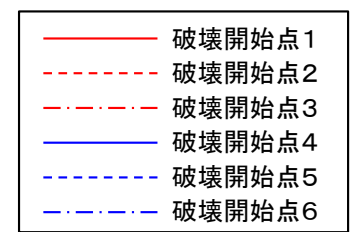
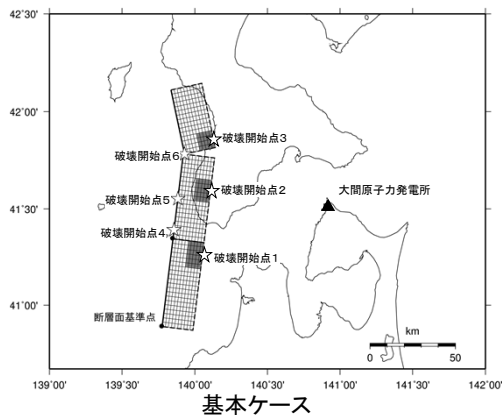
- Abrahamson et al.(2014)
- Boore et al.(2014)
- Campbell and Bozorgnia(2014)
- Chiou and Youngs(2014)
- Idriss(2014)
- Kanno et al.(2006)
- 内山・翠川(2006)
- Zhao et al.(2006)

# 4.4 地震動評価結果(2/14)

コメントNo.S4-8



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【基本ケース 応答スペクトル】



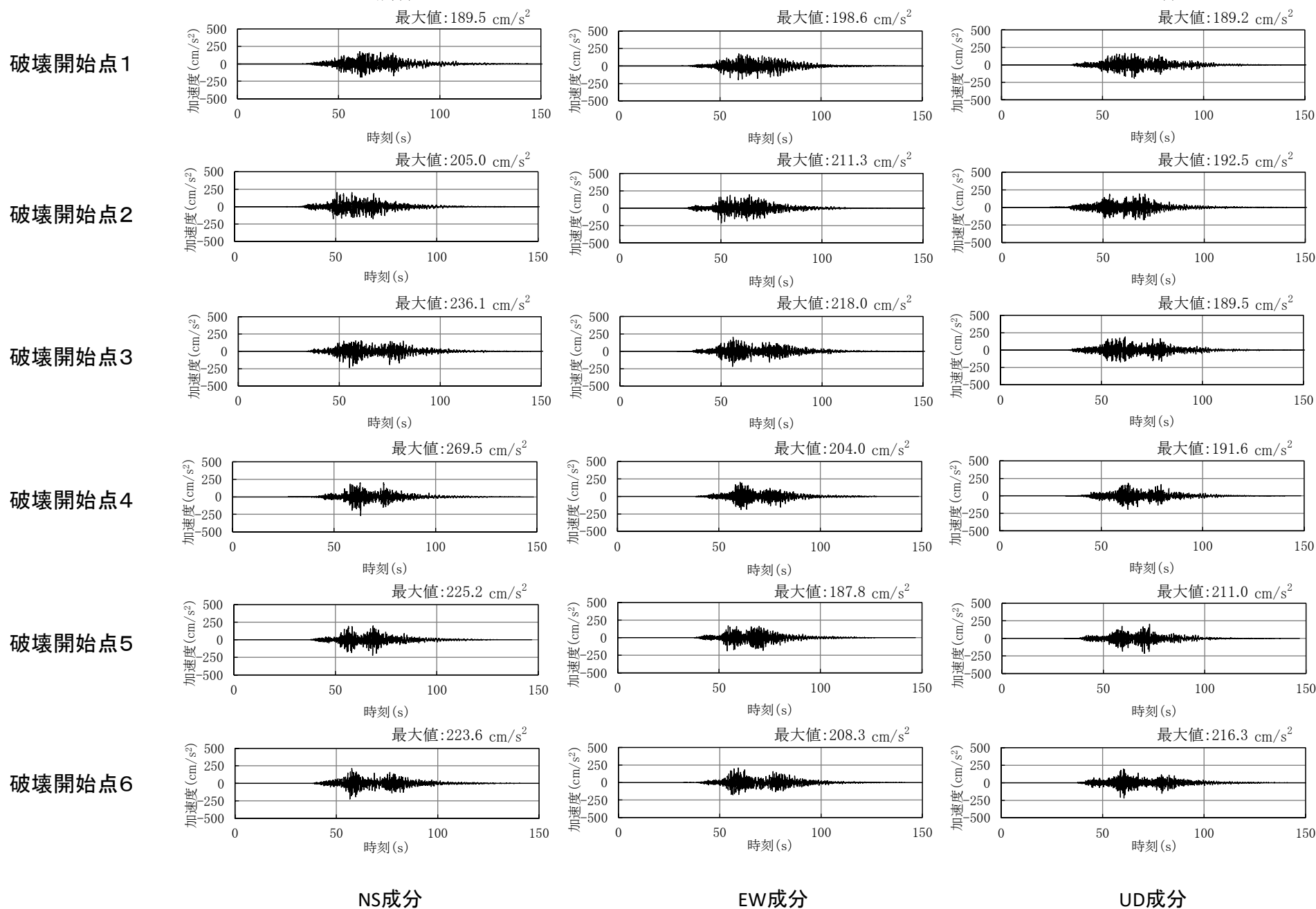


## 4.4 地震動評価結果(3/14)

コメントNo.S4-8



### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【基本ケース 加速度時刻歴波形】

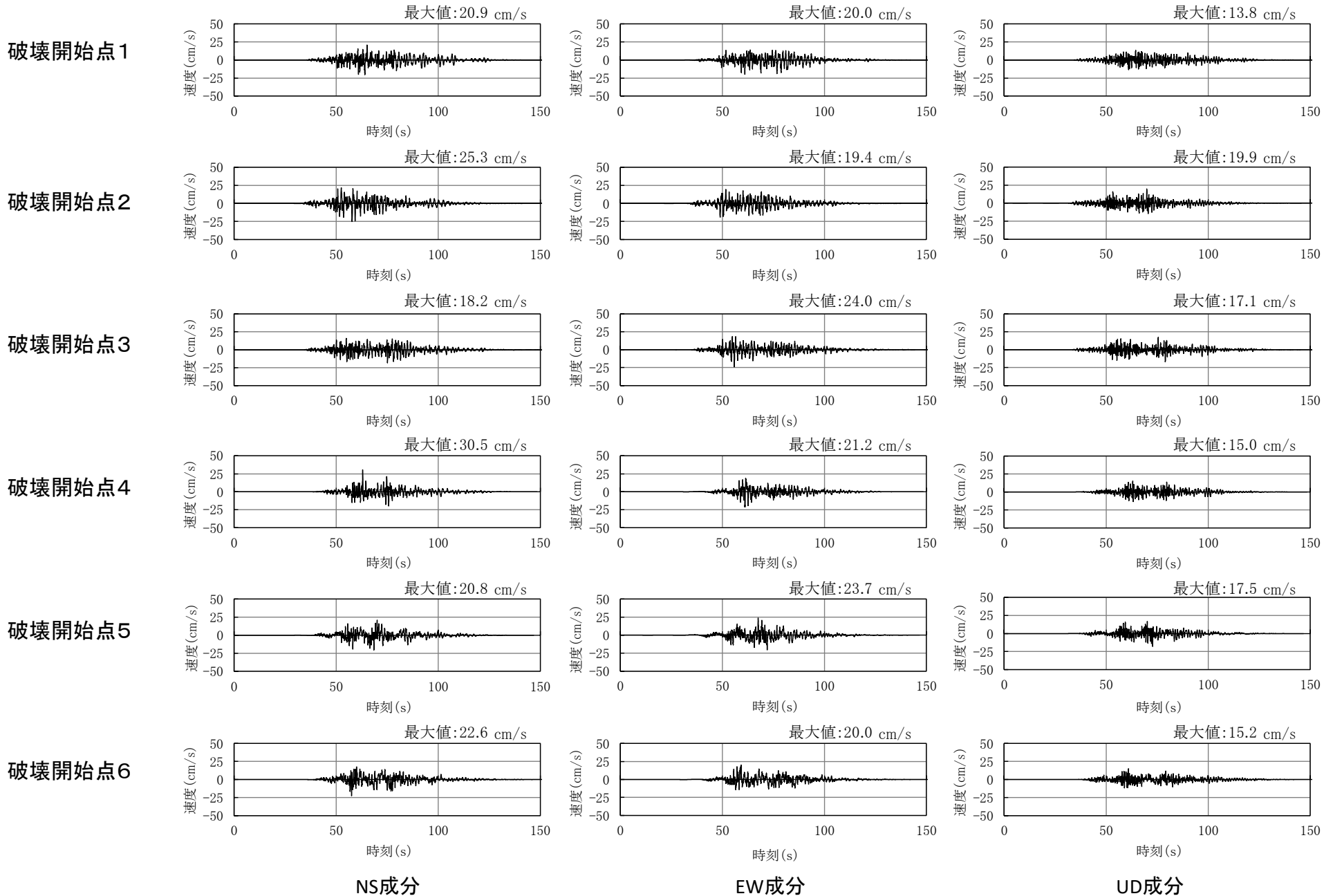


# 4.4 地震動評価結果(4/14)

コメントNo.S4-8



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【基本ケース 速度時刻歴波形】

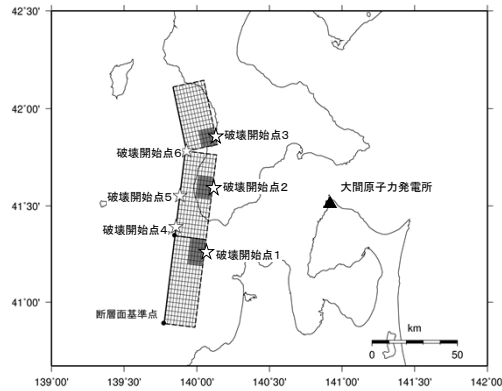


# 4.4 地震動評価結果(5/14)

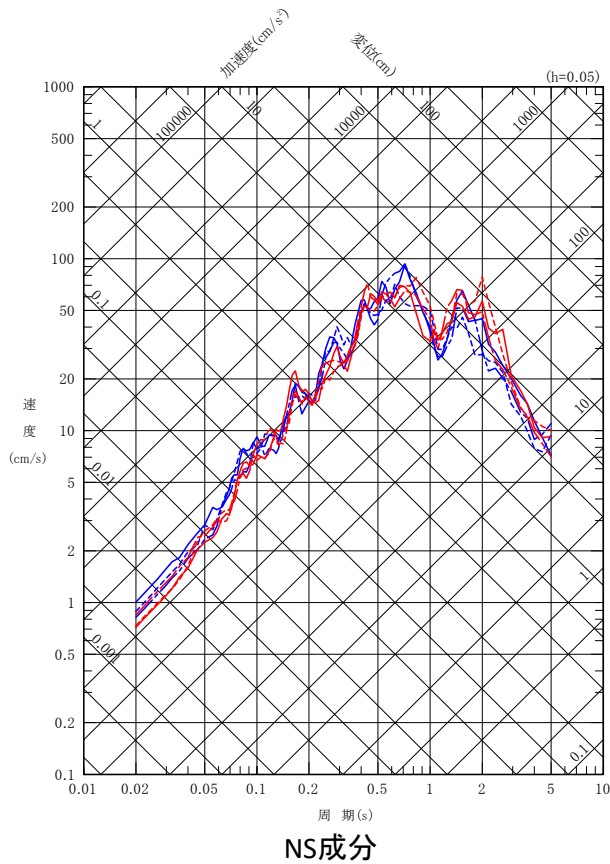
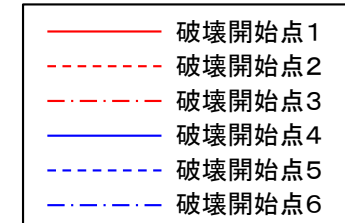
コメントNo.S4-8



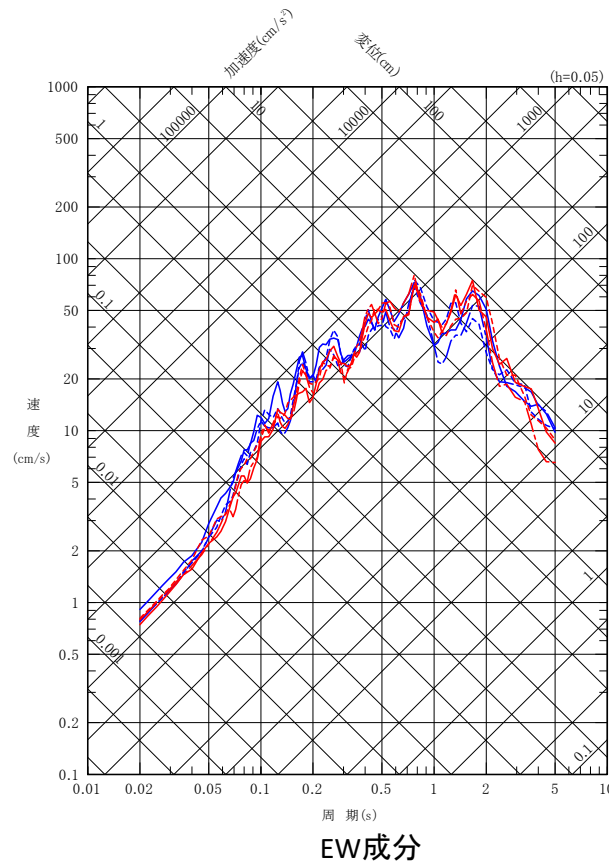
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【短周期レベルの不確かさケース 応答スペクトル】



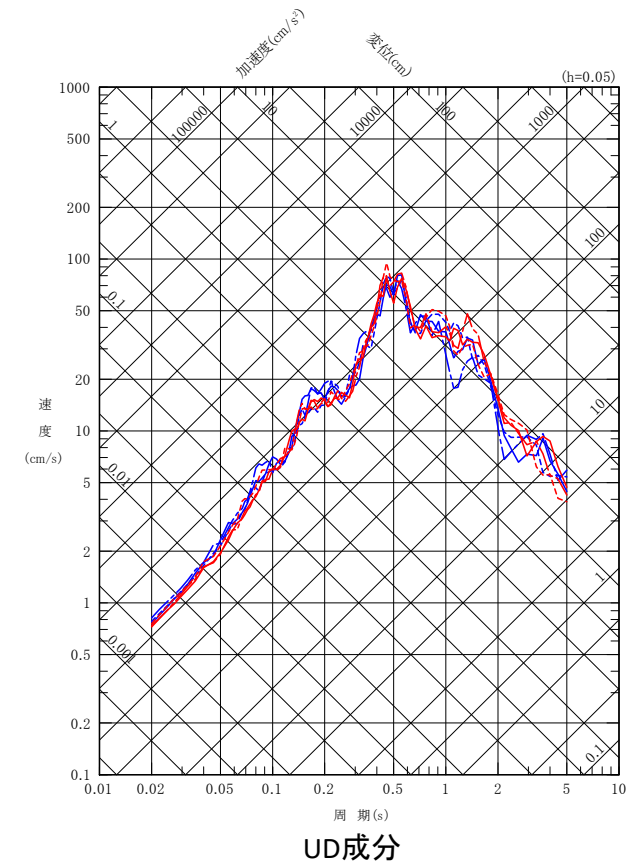
短周期レベルの不確かさケース



NS成分



EW成分



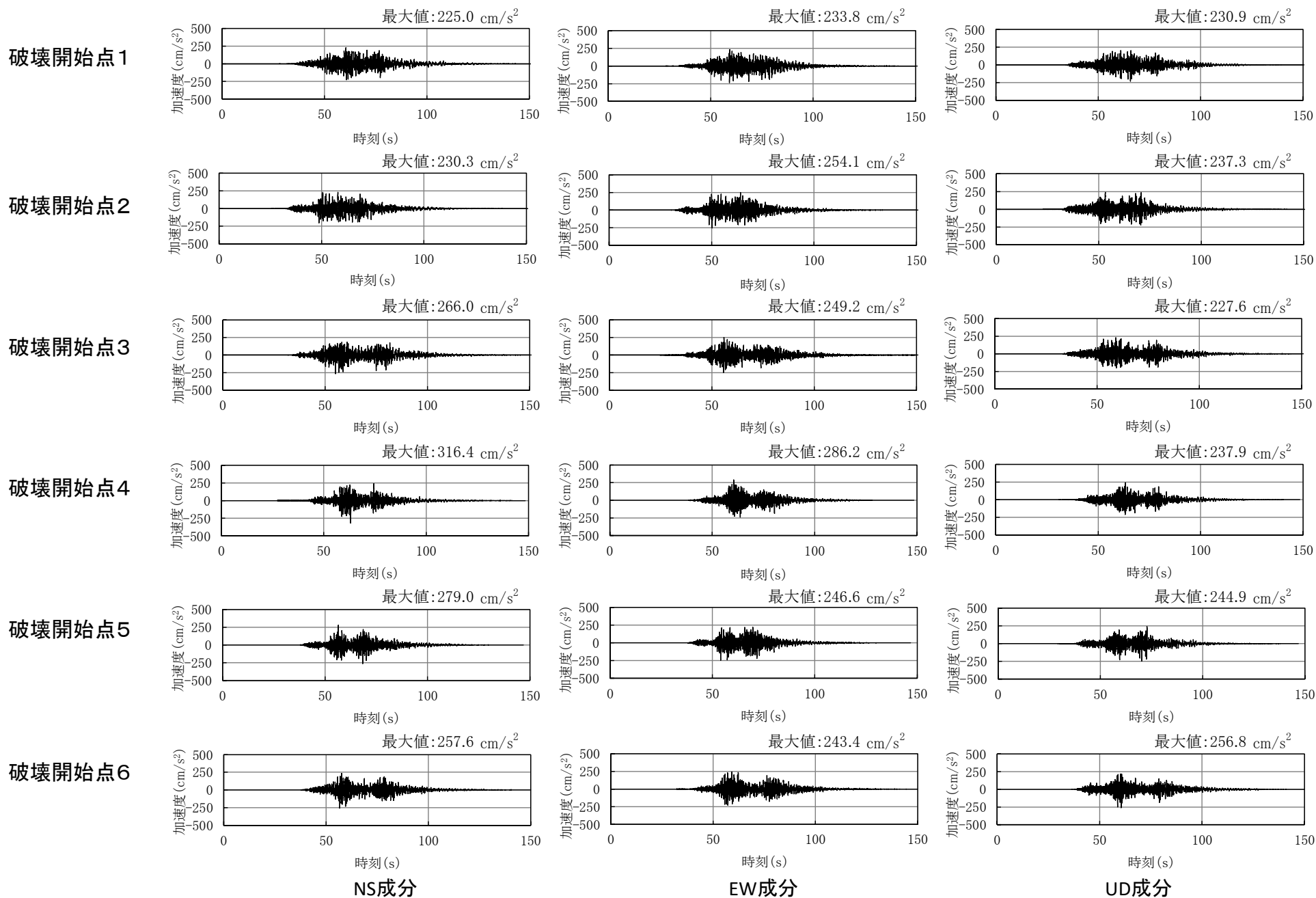
UD成分

# 4.4 地震動評価結果(6/14)

コメントNo.S4-8



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【短周期レベルの不確かさケース 加速度時刻歴波形】

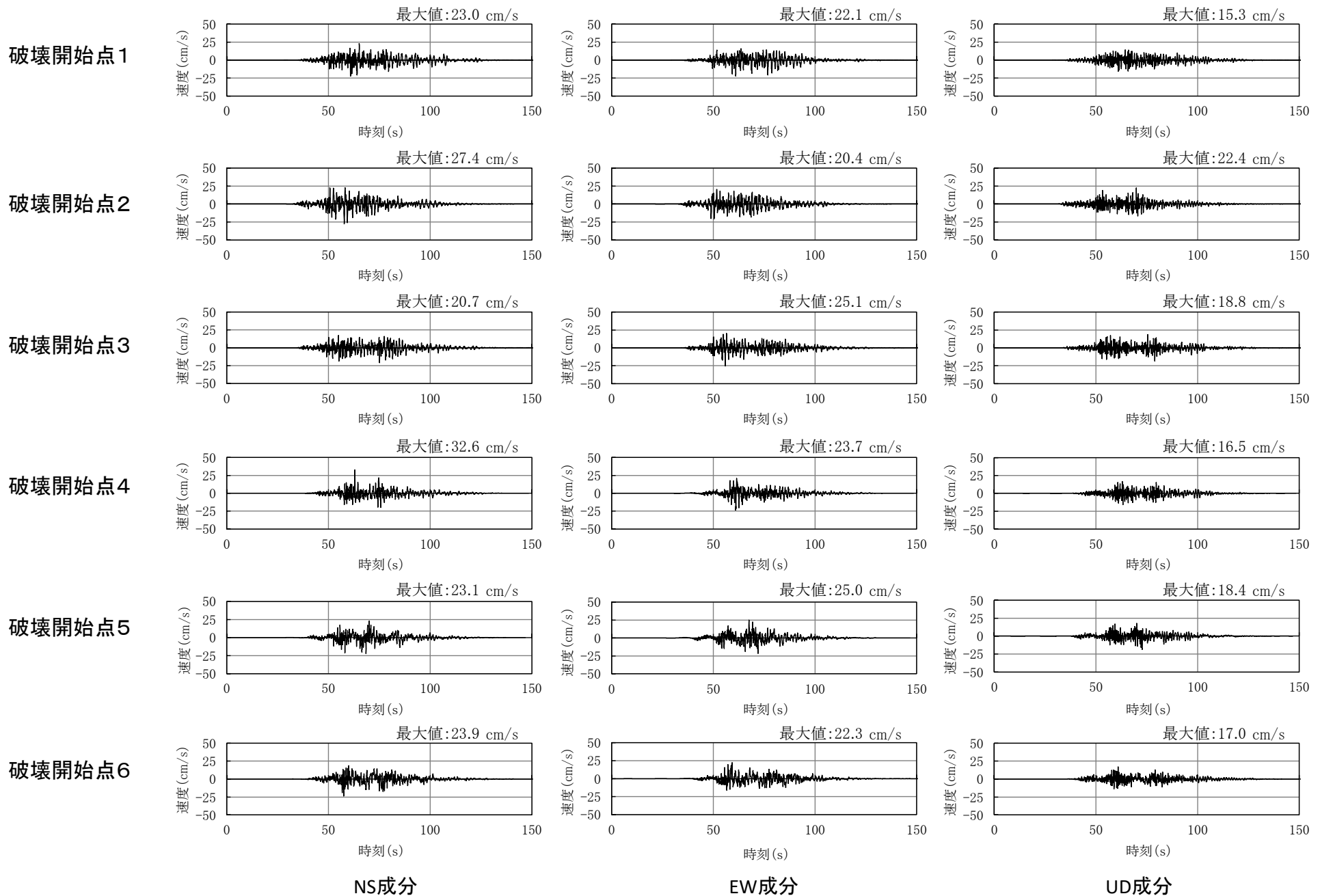


## 4.4 地震動評価結果(7/14)

コメントNo.S4-8



### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【短周期レベルの不確かさケース 速度時刻歴波形】

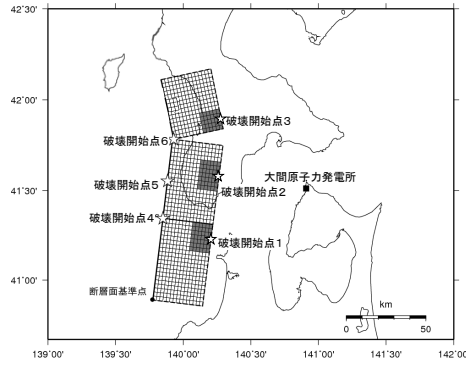


# 4.4 地震動評価結果(8/14)

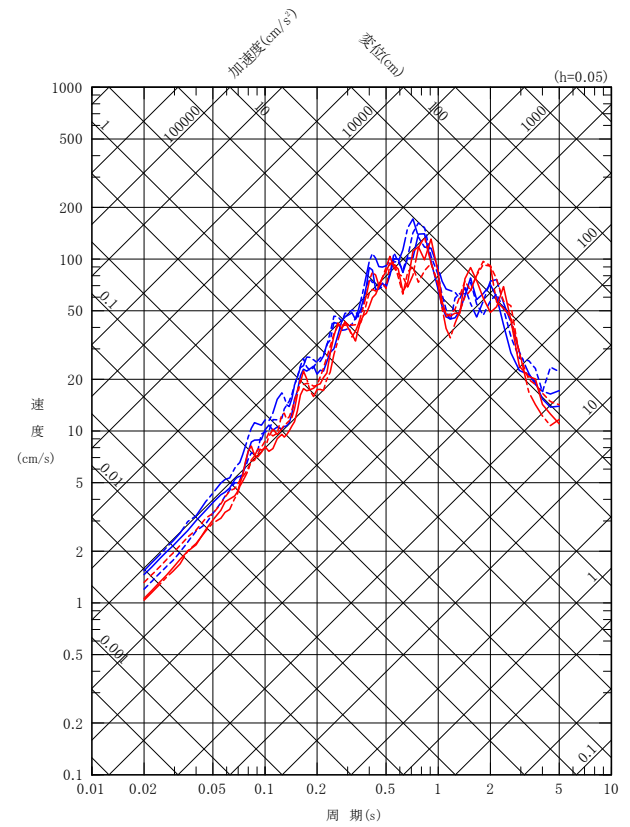
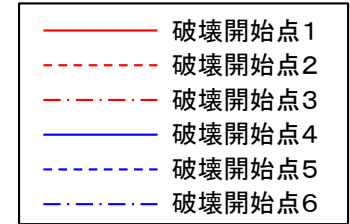
コメントNo.S4-8



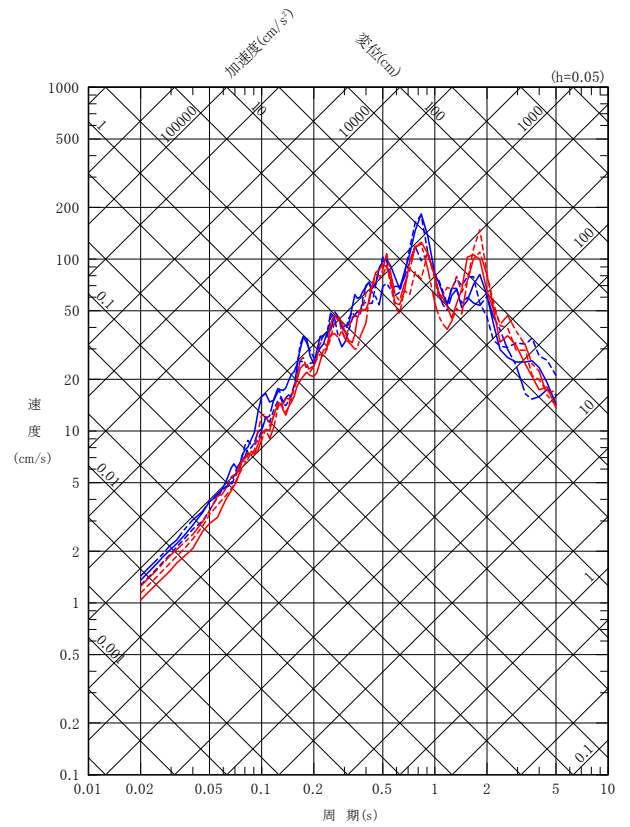
## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 【断層傾斜角の不確かさケース 応答スペクトル】



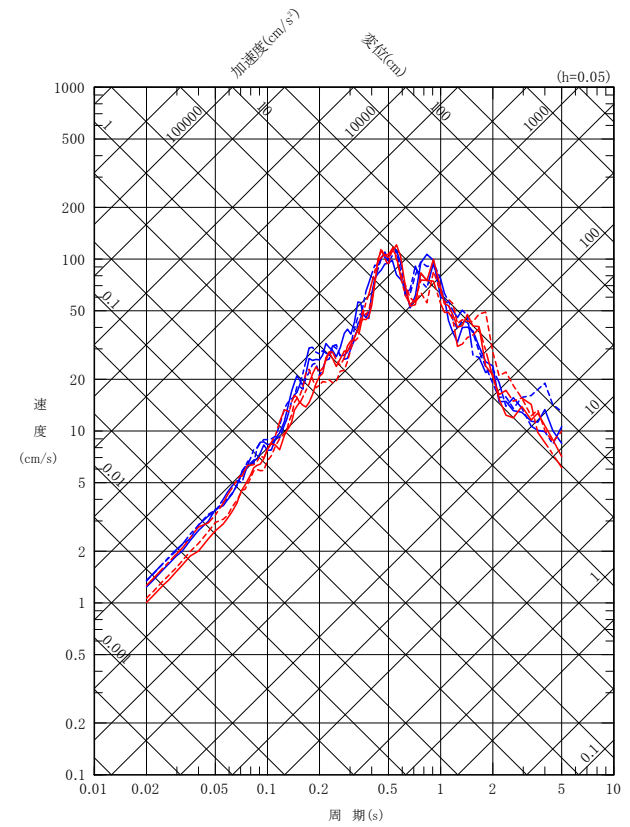
断層傾斜角の不確かさケース



NS成分



EW成分



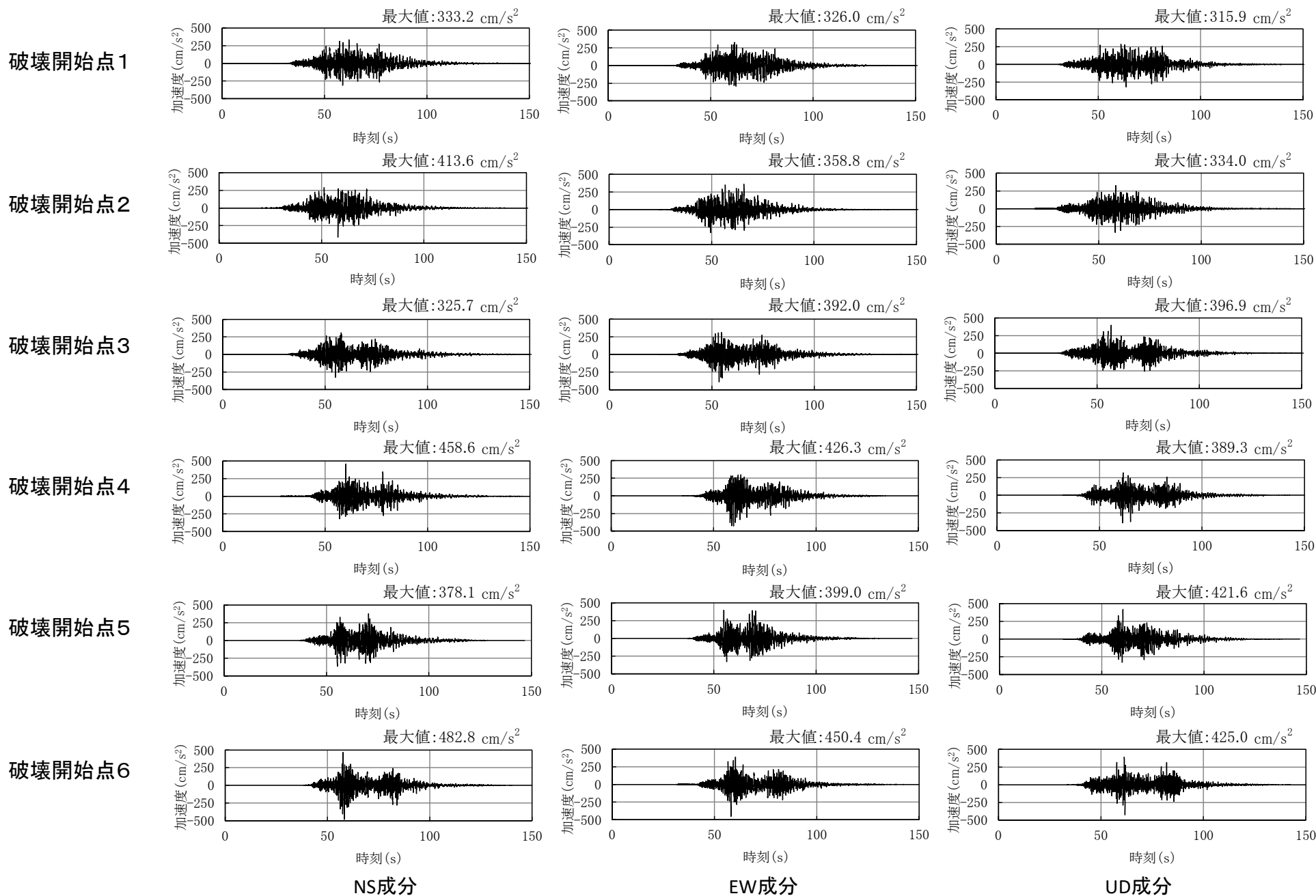
UD成分

## 4.4 地震動評価結果(9/14)

コメントNo.S4-8



### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【断層傾斜角の不確かさケース 加速度時刻歴波形】

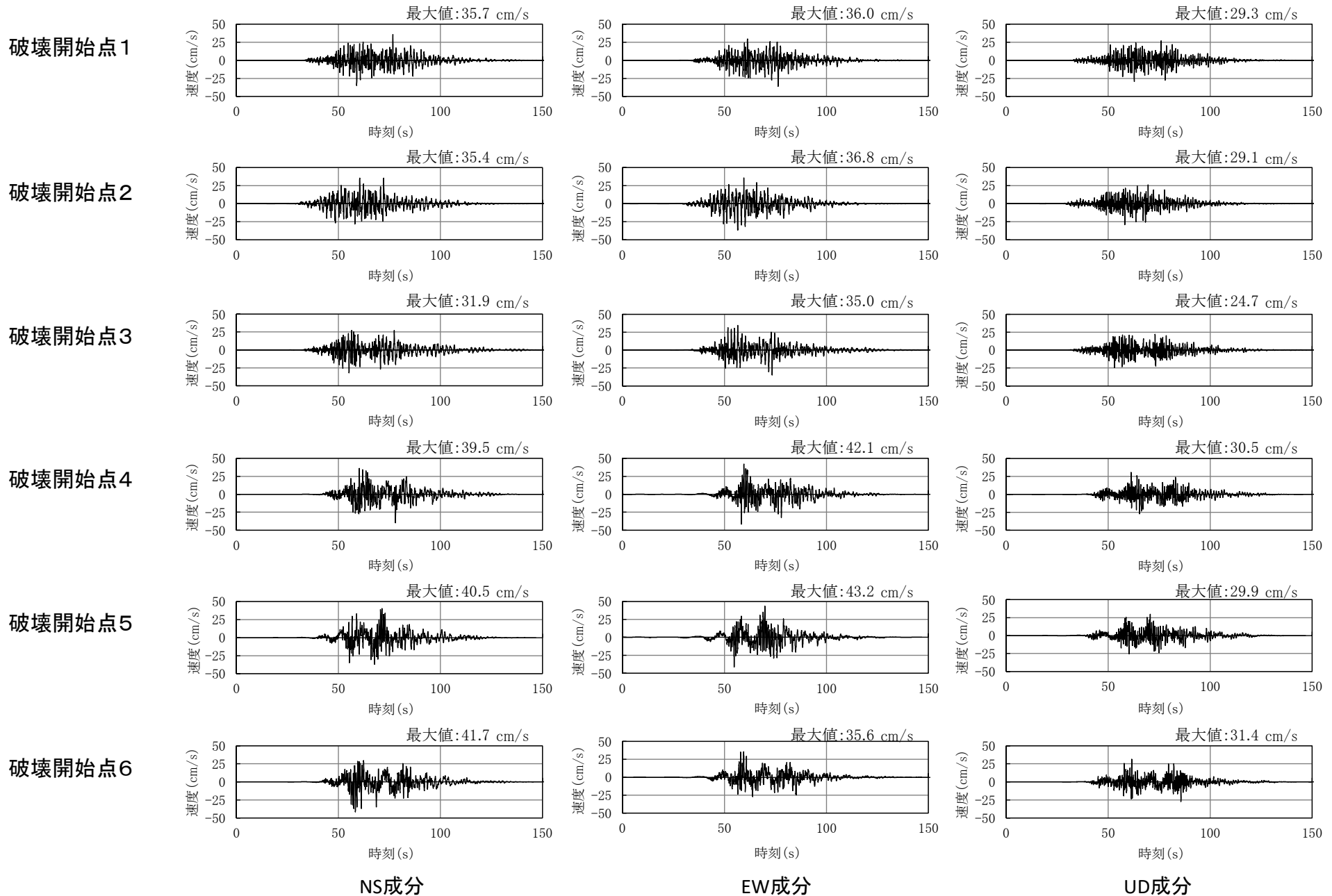


## 4.4 地震動評価結果(10/14)

コメントNo.S4-8



### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【断層傾斜角の不確かさケース 速度時刻歴波形】



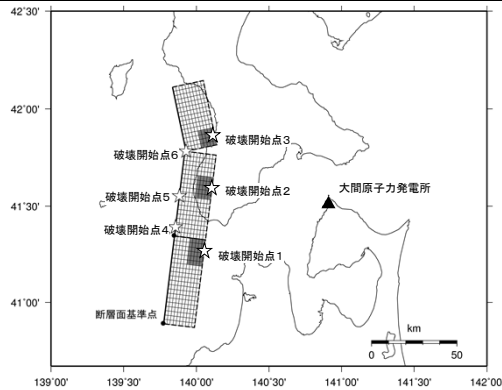


# 4.4 地震動評価結果(11/14)

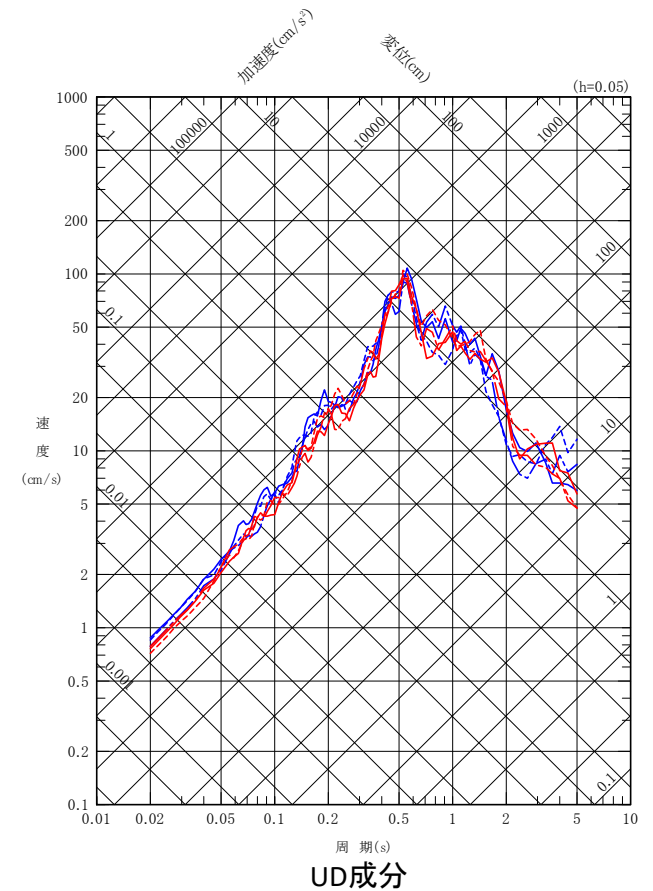
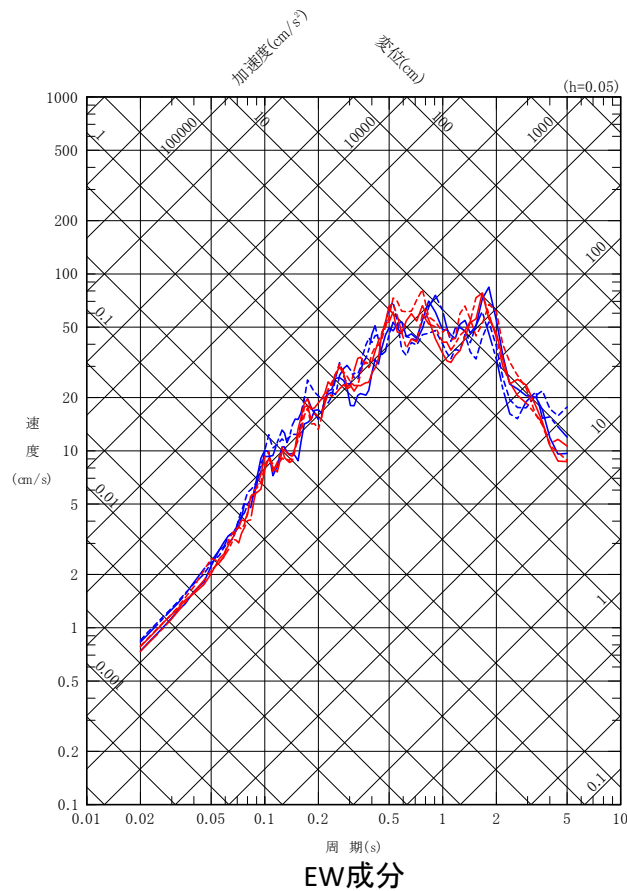
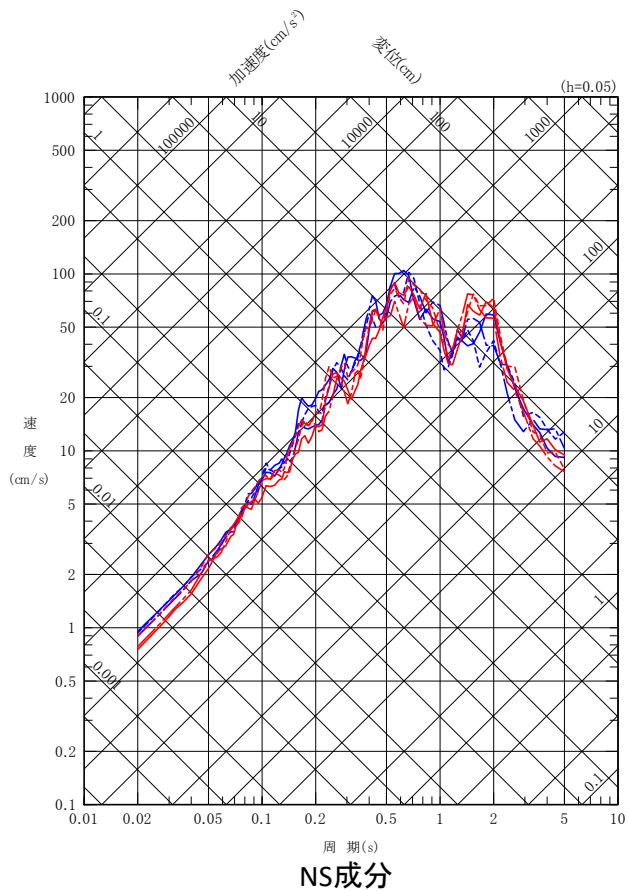
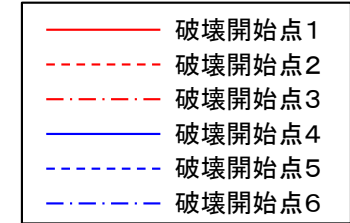
コメントNo.S4-8



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【破壊伝播速度の不確かさケース 応答スペクトル】



破壊伝播速度の不確かさケース

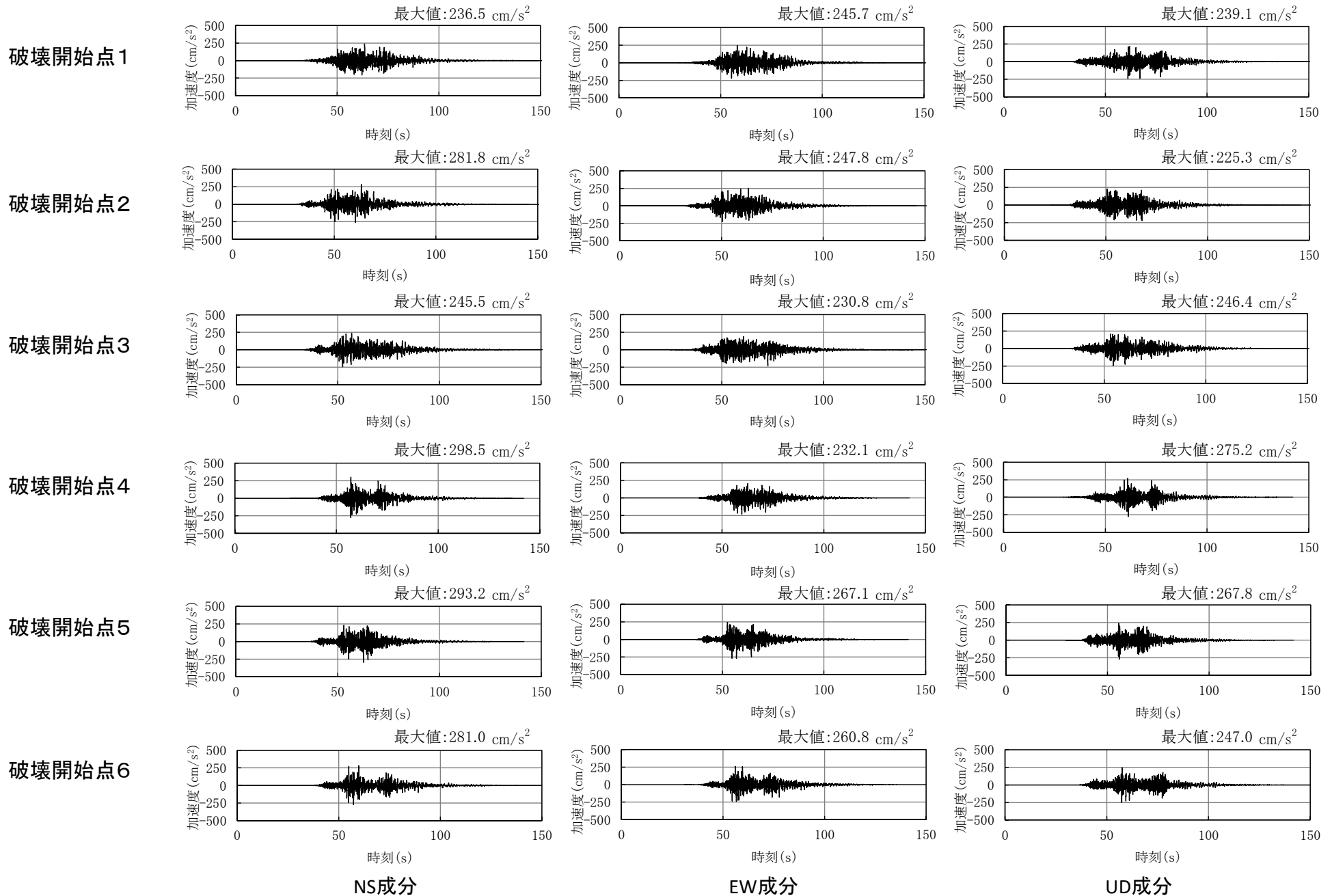


## 4.4 地震動評価結果(12/14)

コメントNo.S4-8



### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【破壊伝播速度の不確かさケース 加速度時刻歴波形】

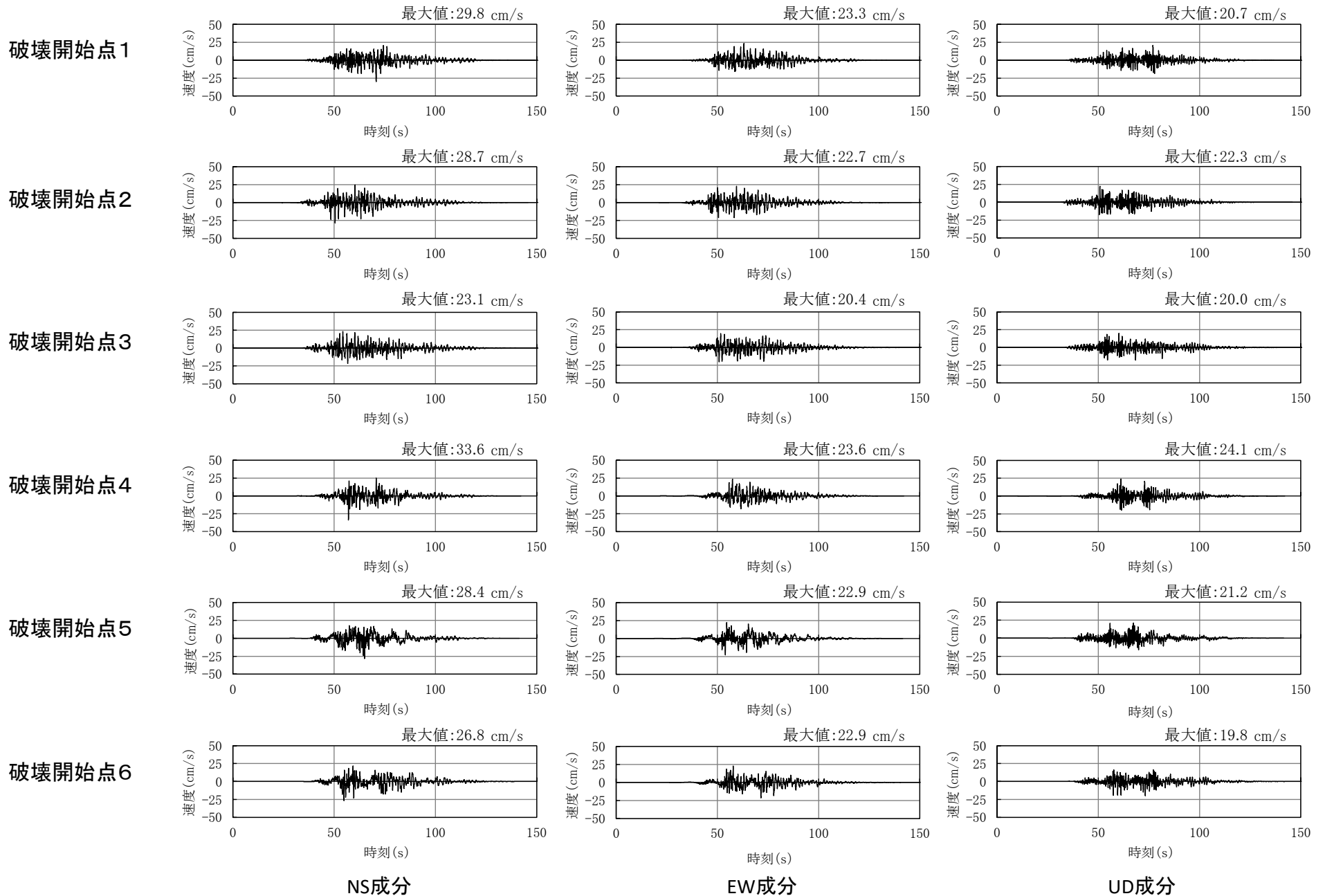


# 4.4 地震動評価結果(13/14)

コメントNo.S4-8



## 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果【破壊伝播速度の不確かさケース 速度時刻歴波形】



## 4.4 地震動評価結果(14/14)

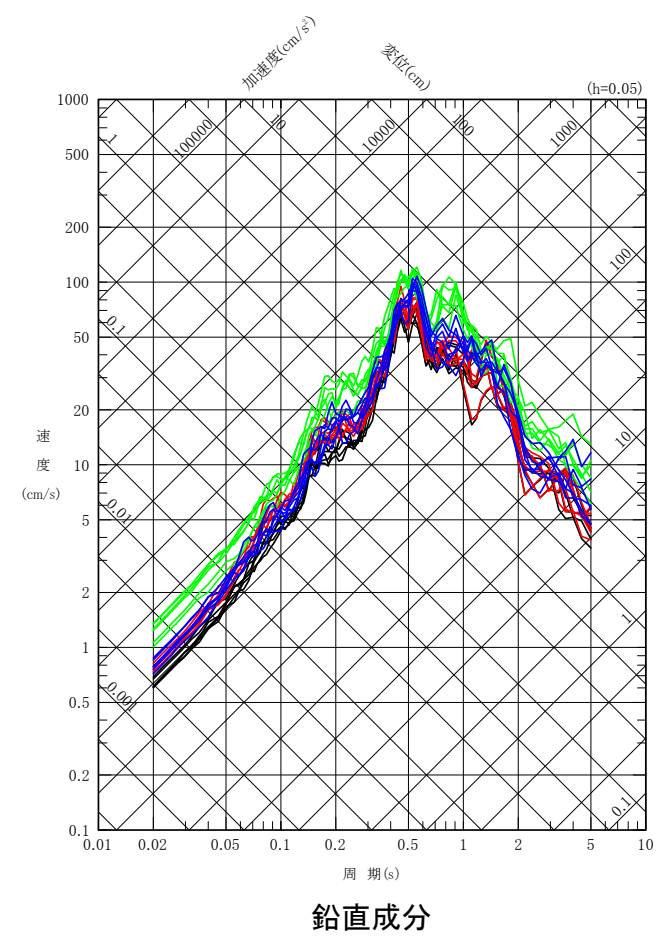
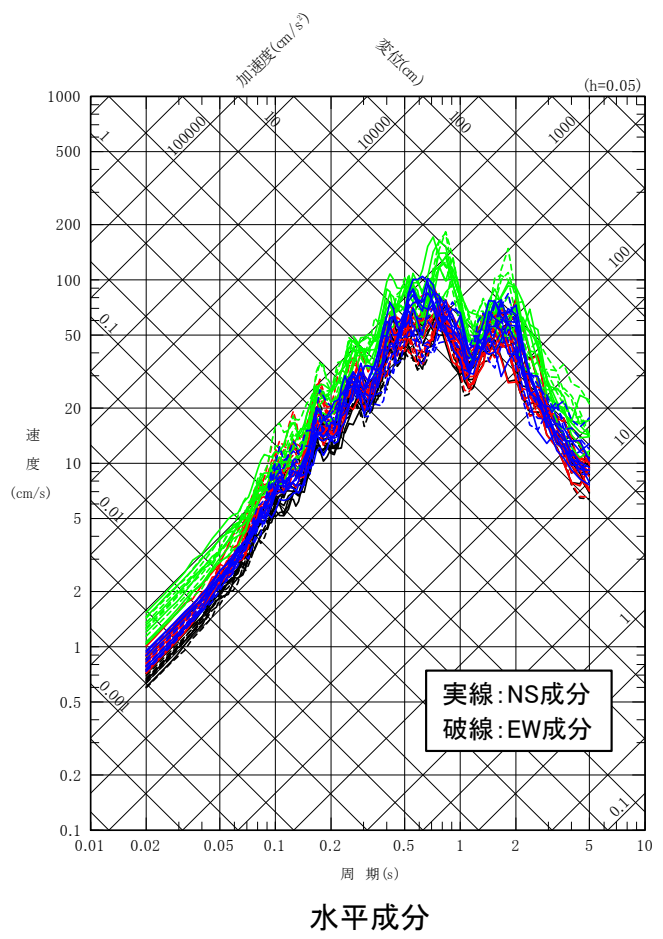
コメントNo.S4-8



### 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果のまとめ

- 断層モデルを用いた手法による全検討ケースの地震動評価結果を示す。

— 基本ケース  
— 短周期レベルの不確かさケース  
— 断層傾斜角の不確かさケース  
— 破壊伝播速度の不確かさケース



## 検討方針

- P.41に示すF-14断層による地震の応答スペクトルに基づく地震動評価は、Noda et al.(2002)による方法で実施している。
- 上記の検討用地震は、敷地の近くに位置しており、観測記録による補正をしていないことから、Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の複数の距離減衰式の地震動評価を比較し、結果を確認する。
- 地震動評価の比較は、基本ケースに加え、基本ケースと断層最短距離が異なる断層傾斜角の不確かさケースを対象に行う。  
(基本ケースの震源モデルはP.26, 断層傾斜角の不確かさケースの震源モデルはP.31参照)

## (参考)Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較(2/4)

### Noda et al.(2002)による方法以外の距離減衰式の適用性の確認

- F-14断層による地震に対する、Noda et al.(2002)による方法以外の距離減衰式の適用性を確認した。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価の比較は、Noda et al.(2002)による方法に加え、以下の適用可能な距離減衰式による方法を用いて行う。  
大野ほか(2001)、内山・翠川(2006)、片岡ほか(2006)、Zhao et al.(2006)、Kanno et al.(2006)、Abrahamson et al.(2014)、Boore et al.(2014)、Campbell and Bozorgnia(2014)、Chiou and Youngs(2014)、Idriss(2014)

F-14断層による地震の地震規模、断層最短距離

ケース	地震規模	断層最短距離
基本ケース	Mw6.5	9.0km
断層傾斜角の不確かさケース	Mw6.5	8.2km

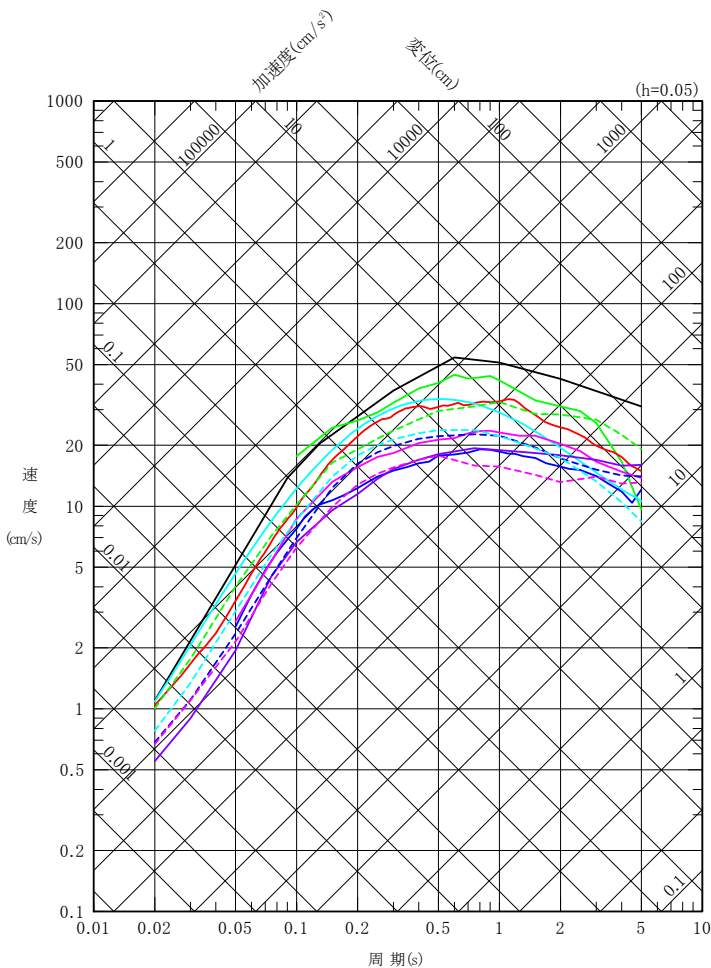
Noda et al.(2002)による方法以外の距離減衰式の適用性

距離減衰式	Mwの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別	適用性	
				基本ケース	断層傾斜角の不確かさケース
大野ほか(2001)	Mw4.9~7.5	4~174km(等価震源距離) 0~174km(断層最短距離)	第三紀以前, 更新世, 完新世	○	○
内山・翠川(2006)	Mw5.5~8.3	300km以内	$150 \leq V_{S30} \leq 750\text{m/s}$	○	○
片岡ほか(2006)	内陸: Mw4.9~6.9	250km以内	I種地盤, II種地盤, III種地盤, 工学的基盤	○	○
Zhao et al.(2006)	Mw5.0~8.3	0~300km	Soft soil~Hard rock	○	○
Kanno et al.(2006)	Mw5.5~8.2	1~500km	$100 \leq V_{S30} \leq 1400\text{m/s}$	○	○
Abrahamson et al.(2014)	Mw3.0~8.5	0~300km	$180 \leq V_{S30} \leq 1000\text{m/s}$	○	○
Boore et al.(2014)	Mw3.0~8.5(横ずれ断層・逆断層) Mw3.0~7.0(正断層)	0~400km	$150 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○	○
Campbell and Bozorgnia(2014)	Mw3.3~8.5(横ずれ断層) Mw3.3~8.0(逆断層) Mw3.3~7.5(正断層)	0~300km	$150 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○	○
Chiou and Youngs(2014)	Mw3.5~8.5(横ずれ断層) Mw3.5~8.0(正・逆断層)	0~300km	$180 \leq V_{S30} \leq 1500\text{m/s}$	○	○
Idriss(2014)	Mw5.0以上	150km以内	$450\text{m/s} \leq V_{S30}$	○	○

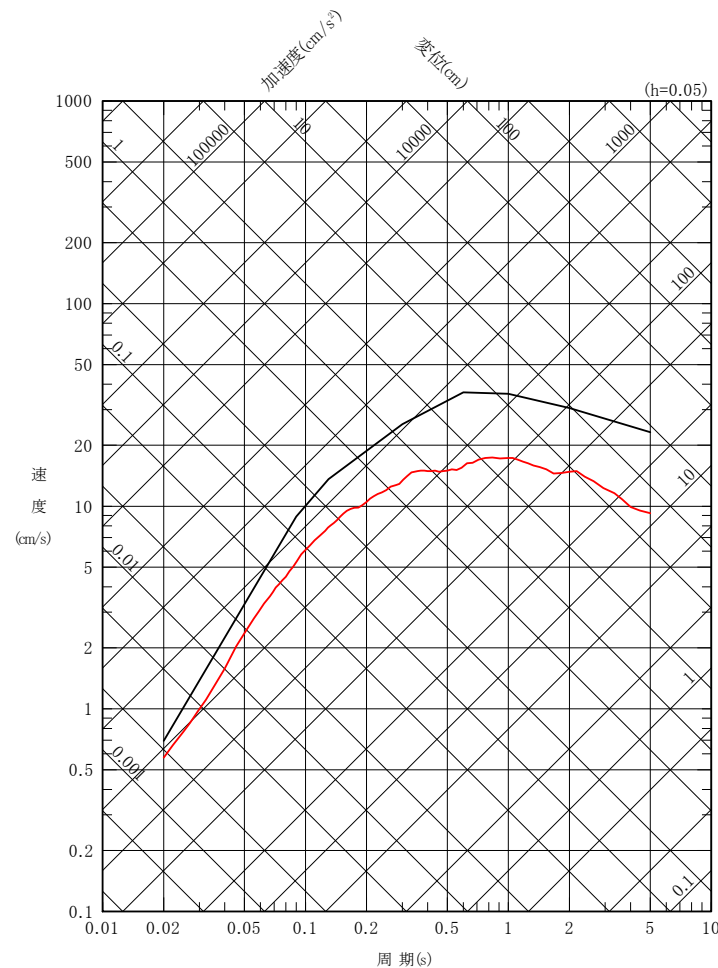
# (参考) Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較(3/4)

## F-14断層による地震の地震動評価の比較(基本ケース)

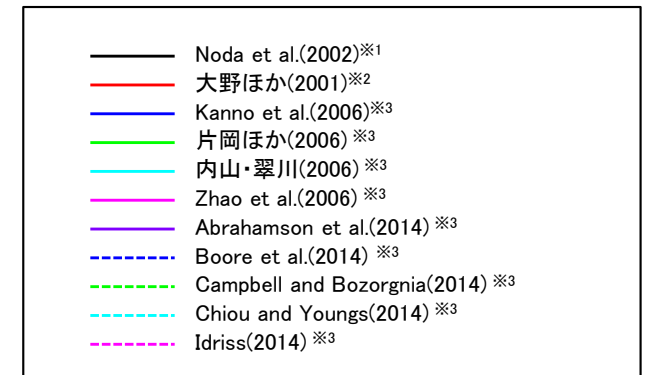
- F-14断層による地震の基本ケースのNoda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較を示す。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価の比較は、Noda et al.(2002)による方法に加え、以下の距離減衰式による方法を用いて行う。  
大野ほか(2001), 内山・翠川(2006), 片岡ほか(2006), Zhao et al.(2006), Kanno et al.(2006), Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014)
- Noda et al.(2002)による方法の地震動評価が、それ以外の距離減衰式による評価のおおむね同程度以上となることを確認した。



水平成分



鉛直成分



※1 : M7.0, 等価震源距離14.8km

※2 : Mw6.5, 断層最短距離9.0km

※3 : Mw6.5, 断層最短距離9.0km, 水平成分のみ評価

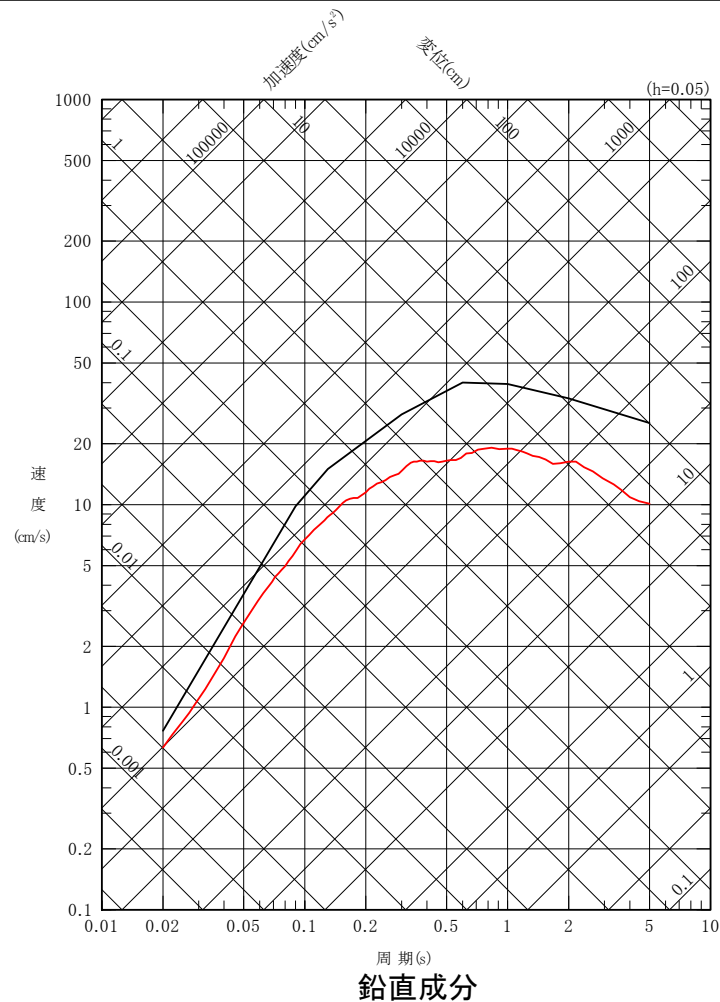
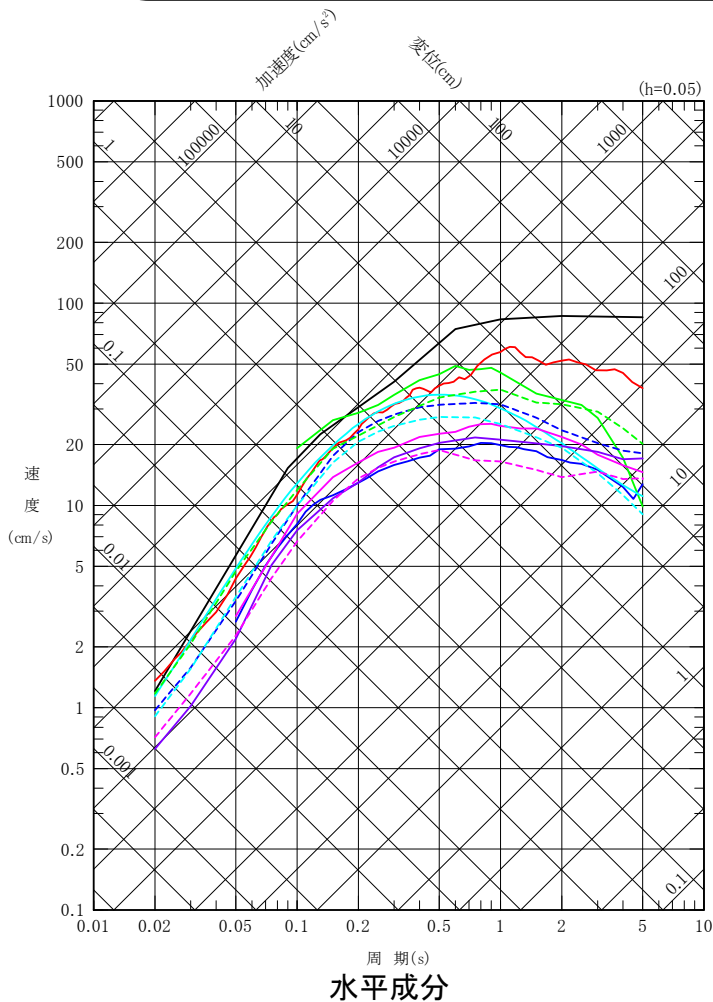
# (参考) Noda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較(4/4)

## F-14断層による地震の地震動評価の比較(断層傾斜角の不確かさケース)

- F-14断層による地震の断層傾斜角の不確かさケースのNoda et al.(2002)による方法とそれ以外の距離減衰式による地震動評価の比較を示す。
- 応答スペクトルに基づく地震動評価の比較は、Noda et al.(2002)による方法に加え、以下の距離減衰式による方法を用いて行う。断層傾斜角の不確かさケースでは、断層面が敷地に近づき、敷地がNFRD効果の卓越範囲内に含まれることから、Noda et al.(2002)による方法及び大野ほか(2001)による方法の地震動評価においてNFRD効果を考慮する。

大野ほか(2001), 内山・翠川(2006), 片岡ほか(2006), Zhao et al.(2006), Kanno et al.(2006), Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014), Idriss(2014)

- Noda et al.(2002)による方法の地震動評価が、それ以外の距離減衰式による評価のおおむね同程度以上となることを確認した。



- Noda et al.(2002)<sup>※1</sup>
- 大野ほか(2001)<sup>※2</sup>
- Kanno et al.(2006)<sup>※3</sup>
- 片岡ほか(2006)<sup>※3</sup>
- 内山・翠川(2006)<sup>※3</sup>
- Zhao et al.(2006)<sup>※3</sup>
- Abrahamson et al.(2014)<sup>※3</sup>
- - - Boore et al.(2014)<sup>※3</sup>
- - - Campbell and Bozorgnia(2014)<sup>※3</sup>
- - - Chiou and Youngs(2014)<sup>※3</sup>
- - - Idriss(2014)<sup>※3</sup>

- ※1 : M7.0, 等価震源距離13.6km, NFRD効果を考慮
- ※2 : Mw6.5, 断層最短距離8.2km, NFRD効果を考慮
- ※3 : Mw6.5, 断層最短距離8.2km, 水平成分のみ評価



## 参考文献

### 検討用地震の選定及び地震動評価の流れ

- Hisada, Y.(1994) : An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.84, No.5
- Noda, S., K.Yashiro, K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe(2002) : Response Spectra for Design Purpose of Stiff Structures on Rock Sites, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct. 16-18, Istanbul
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子(1997) : 経験的グリーン関数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

### 2. 検討用地震の選定

- Kanamori, H.(1977) : The Energy Release in Great Earthquakes, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.82, No.20
- 勝又護・徳永規一(1971) : 震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻, 第3, 4号
- 国土交通省・内閣府・文部科学省(2014) : 日本海における大規模地震に関する調査検討会報告書, 日本海における大規模地震に関する調査検討会
- 武村雅之(1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震第2輯, 第43巻
- 松田時彦(1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 第28巻
- 村松郁栄(1969) : 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 第4巻, 第3号

### 3. F-14断層による地震の地震動評価

- Geller, R. J.(1976) : Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.66, No.5
- Kakehi, Y. and K. Irikura(1997) : High-Frequency Radiation Process during Earthquake Faulting-Envelope Inversion of Acceleration Seismograms from the 1993 Hokkaido-Nansei-Oki, Japan, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.87, No.4
- Katsumata, A.(2010) : "Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis", JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.115, B04303
- Noguchi, S., S. Sekine, Y. Sawada, K. Kasahara, S. Sasaki, Y. Tazawa and H. Yajima(2017) : Earthquake monitoring using dense local seismic network, AS-net, in northern Tohoku, Japan, 16th World Conference on Earthquake, 16WCEE 2017
- Tanaka, A., Y. Ishikawa(2005) : Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.152
- Zhao, D., A.Hasegawa, H.Kanamori(1994) : Deep structure of Japan subduction zone as derived from local, regional, and teleseismic events, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.99, NO.B11

## 参考文献

### 3. F-14断層による地震の地震動評価

- 伊藤潔(2002):地殻内地震発生層, 月刊地球 号外 No.38
- 入倉孝次郎・三宅弘恵(2001):シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110
- 香川敬生・鶴来雅人・佐藤信光(2003):硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 第27回地震工学研究発表会, 2003, No.315
- 河野芳輝・島谷理香・寺島秀樹(2009):重力異常から推定される日本列島周辺の三次元地殻構造, 地震第2輯, 第61巻特集号
- 気象庁地震力カタログ:地震月報(カタログ編)(1919~2019), 2020年11月13日時点, <<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index.html>>
- 木下繁夫・大竹政和(2000):強震動の基礎,< <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/> >
- 国立研究開発法人 産業技術総合研究所:地下構造可視化システム—活断層の地下構造—HP「用語解説」, < [https://gbank.gsj.jp/subsurface/tec\\_term.html](https://gbank.gsj.jp/subsurface/tec_term.html) >
- 地震調査研究推進本部(2009b):全国地震動予測地図, 平成21年7月
- 地震調査研究推進本部(2020):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 令和2年(2020年)3月, [https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17\\_yosokuchizu/recipe.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/17_yosokuchizu/recipe.pdf)
- 田中明子(2009):地球浅部の温度構造—地震発生層との関連—, 地震第2輯, 第61巻特集号
- 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001):断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号
- 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2004):地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(平成15年度), JNES/SAE04-017
- 廣瀬一聖・伊藤潔(2006):広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定.京都大学防災研究所年報,第49号B
- 吉井弘治・伊藤潔(2001):近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層,地球惑星科学連合学会2001年合同大会,Sz-P006

### 4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価

- Abrahamson, N. A., W. J. Silva and R. Kamai (2014): Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Boore, D. M., J. P. Stewart, E. Seyhan and G. M. Atkinson (2014): NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Campbell, K. W. and Y. Bozorgnia (2014): NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Chiou, B. S.-J. and R. R. Youngs (2014): Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Cho, H.-M., C.-E. Baag, J.M. Lee, W.M. Moon, H. Jung, K.Y. Kim, and I. Asudeh (2006): Crustal velocity structure across the southern Korean Peninsula from seismic refraction survey, Geophysical Research Letters, Vol.33
- Fujii, Y., and M. Matsu'ura(2000): Regional Difference in Scaling Laws for Large Earthquakes and its Tectonic Implication, Pure and Applied Geophysics, Vol.157
- Idriss, I. M.(2014): An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
- Iwasaki, T., W. Kato, T. Moriya, A. Hasemi, N. Umino, T. Okada, K. Miyashita, T. Mizogami, T. Takeda, S. Sekine, T. Matsushima, K. Tashiro, and H. Miyamachi (2001): Extensional structure in northern Honshu Arc as inferred from seismic refraction/wide-angle reflection profiling, Geophysical Research Letters, Vol.28
- Kanno, T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima(2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3
- Madariaga, R.(1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, Journal of Geophysical Research, 84
- Murotani, S., S.Matsushima,T.Azuma,K.Irikura,and S.Kitagawa(2015): Scaling relations of source parameters of earthquakes occurring on inland crustal mega-fault systems, Pure and Applied Geophysics,172
- No, T., T. Sato, S. Kodaira, T. Ishiyama, H. Sato, N. Takahashi, and Y. Kaneda (2014): The source fault of the 1983 Nihonkai-Chubu earthquake revealed by seismic imaging, Earth and Planetary Science Letters, 400
- Somerville, P. G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999), "Characterizing Crustal Earthquake slip Models for the prediction of strong ground motion, Seismological Research Letters, Volume 70
- Zhao, J.X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H.K. Thio, P.G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006): Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3

## 参考文献

### 4. 奥尻海盆北東縁断層～奥尻海盆東縁断層～西津軽海盆東縁断層の連動を考慮した地震の地震動評価

- 明田川保・岡本國徳・佐藤馨・森滋男(1994):地震活動(余震分布と時間変化), 月刊 海洋, 号外No.7
- 内山泰生・翠川三郎(2006):震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号
- 大野晋・高橋克也・源栄正人(2001):カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用, 日本建築学会構造系論文集, 第544号
- 奥田義久・盛谷智之・細野武男(1987):西津軽海盆海底地質図(20万分の1)及び同説明書, 海洋地質図30号, 地質調査所
- 海上保安庁水路部(1975):大陸棚の海の基本図(20万分の1)「奥尻海盆」, 海底地質構造図
- 片岡正次郎・佐藤智美・松本俊輔・日下部毅明(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62, No.4
- 活断層研究会編(1991):[新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会
- 地震調査研究推進本部(2003):日本海東縁部の地震活動の長期評価について, 平成15年6月
- 壇一男・入江紀嘉・具典淑・島津奈緒未・鳥田晴彦(2015):長大な逆断層による内陸地震の断層モデルのパラメータの設定方法の提案, 日本建築学会構造系論文集, 第707号
- 徳山英一・本座栄一・木村政昭・倉本真一・芦寿一郎・岡村行信・荒戸裕之・伊藤康人・徐垣・日野亮太・野原壯・阿部寛信・坂井真一・向山建二郎(2001):日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術, Vol.13
- 日本海地震・津波調査プロジェクト(2019):日本海地震・津波調査プロジェクト 平成30年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所
- 長谷川昭(2002):日本海東縁の活断層と地震テクトニクス, 東京大学出版会
- ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト(2013):ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 総括成果報告書, 独立行政法人防災科学技術研究所
- 宮腰研・PETUKHIN Anatoly・長郁夫(2005):すべりの時空間的不均質性のモデル化, 地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究, 第3回シンポジウム論文集, 平成17年3月