

泊発電所
震源を特定せず策定する地震動について
(コメント回答)

平成26年4月9日
北海道電力株式会社

1. 2004年北海道留萌支庁南部地震に関する検討…… 4
2. 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討…………… 33

No	コメントの要旨	備考
1	・2004年北海道留萌支庁南部地震のはぎとり解析による基盤地震動評価結果については、地盤物性値等の妥当性を確認すること。	第83回審査会合 (平成26年2月20日)
2	・ニセコ・雷電火山群付近の地形分類等について補足すること。	第83回審査会合 (平成26年2月20日)

1. 2004年北海道留萌支庁南部地震に関する検討

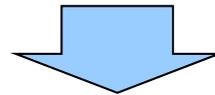
1. 2004年北海道留萌支庁南部地震に関する検討

No	コメントの要旨	備考
1	・2004年北海道留萌支庁南部地震のはぎとり解析による基盤地震動評価結果については、地盤物性値等の妥当性を確認すること。	第83回審査会合 (平成26年2月20日)

1.1 検討方針

検討方針

- 2004年北海道留萌支庁南部地震のK-NET HKD020(港町)観測点の観測記録について、佐藤ほか(2013)による基盤地震動を震源を特定せず策定する地震動に反映することを説明。
- 審査会合における、「基盤地震動評価結果について地盤物性値等の妥当性を確認すること。」とのコメントを踏まえ検討する。



[水平方向]

- ①HKD020観測点の水平方向の基盤地震動評価において、GL-6m以深の室内試験結果を用いてGL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の評価を行う。
- ②はぎとり解析の妥当性の観点から、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価し、佐藤ほか(2013)における評価結果と比較する。

[鉛直方向]

- ③佐藤ほか(2013)の報告時点以降の地盤モデル変更を反映した基盤地震動の再評価を実施する。
- ④地下水位の状況を踏まえGL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした結果についても比較する。

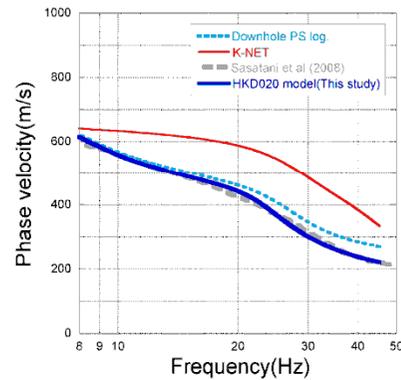
1. 2004年北海道留萌支庁南部地震に関する検討

1.2 基盤地震動の評価

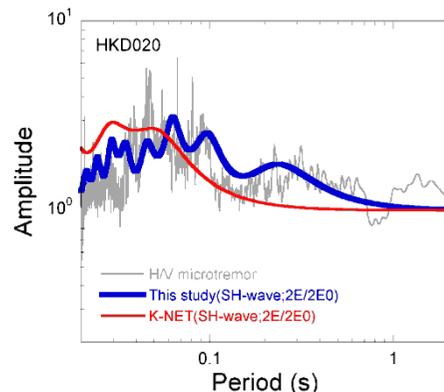
第83回審査会合
資料1に加筆修正

佐藤ほか(2013)による知見

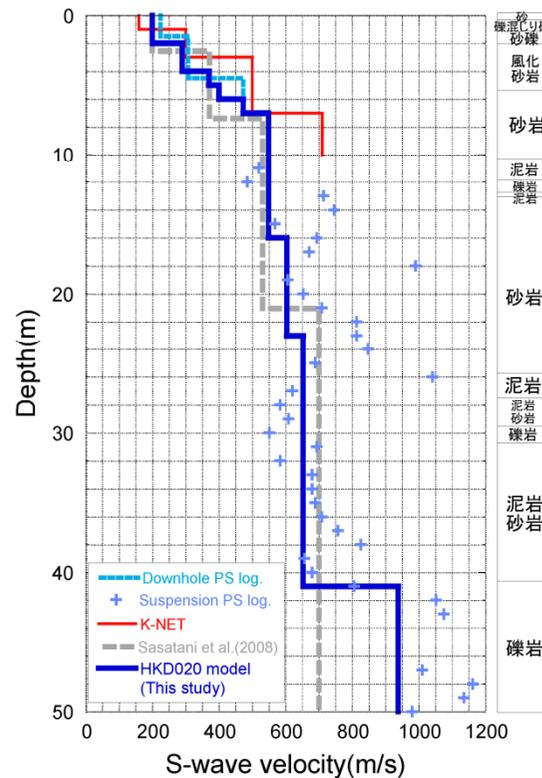
- ダウンホール法によるPS検層結果のS波速度が500m/s以下となる深さ6mまでについて、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できるようにS波速度を若干修正し、HKD020観測点の地盤モデルを作成した。
- HKD020観測点の地盤モデルによるSH波の理論増幅特性の卓越周期は、微動H/Vスペクトルの卓越周期と周期0.02秒程度のごく短周期までよく対応している。また、K-NET地盤情報によるSH波の理論増幅特性は、微動H/Vスペクトルの卓越を説明できない。
- 以上から、本研究によるHKD020観測点の地盤モデルは、より妥当なモデルであると結論付けられる。



HKD020におけるレイリー波位相速度の比較



HKD020における微動H/Vスペクトルと地盤モデルに基づくSH波の理論増幅特性の比較



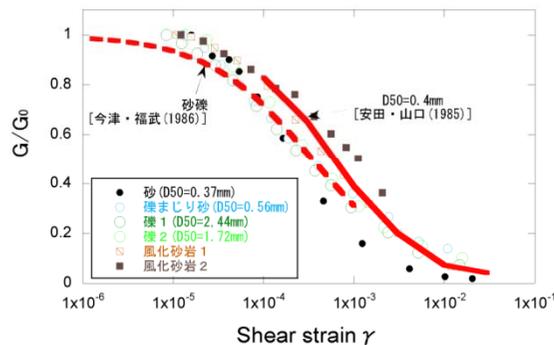
HKD020における地盤速度構造(S波速度構造)の比較

HKD020における地震動評価モデル

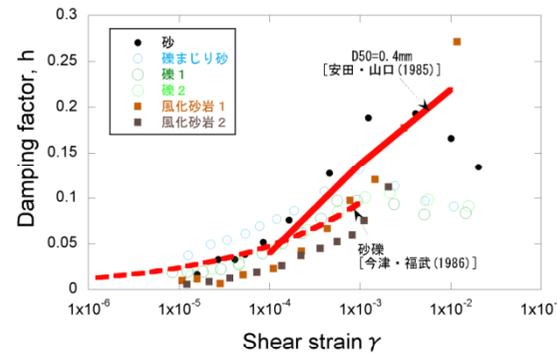
上面深度 (m)	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (10 ³ kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数 h	非線形特性
0	457	200	1.90	0.5	0.02	砂
0.5		200	2.00	0.5	0.03	礫混じり砂
1	952	200	2.00	1.0	0.02	礫1
1.5				2.0	0.01	礫2
2		290	2.00	1.0	0.01	風化砂岩1
3		290	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
4		370	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
5		400	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
6	1722	473	2.00	1.0	0.01	—
7				549	2.00	9.0
16		604	2.06	7.0	0.01	—
23		653	2.06	18.0	0.01	—
38						—
41	2215	938	2.13	—	0.01	—

佐藤ほか(2013)による知見

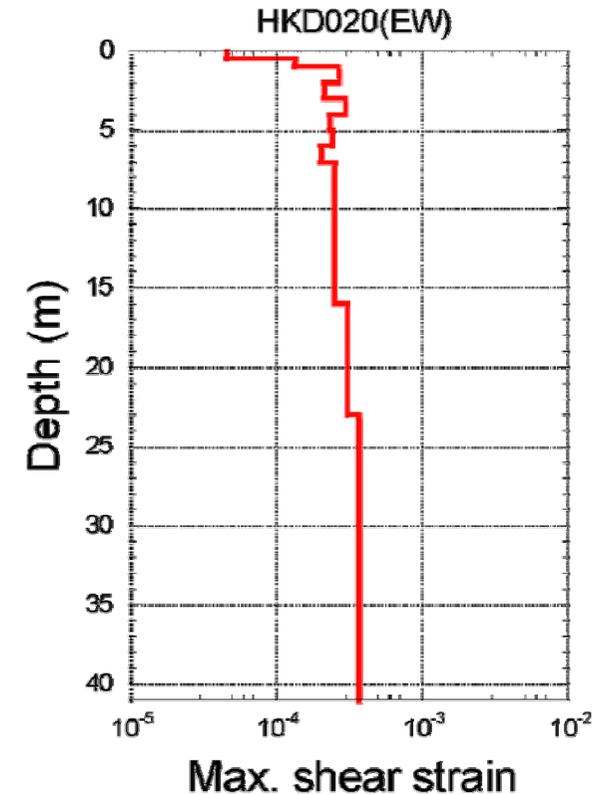
- 深さ6mまでの土質地盤の6点において、GPサンプリングにより試料採取し、0.2Hzの正弦波による繰り返し三軸試験によって地盤の剛性Gおよび減衰hのひずみ γ 依存性を取得。
- 線形解析で想定される地盤のひずみレベルは、 $2\sim 3 \times 10^{-4}$ 程度。
- ひずみが $2\sim 3 \times 10^{-4}$ レベルの場合、剛性は半分程度の低下、減衰定数は5%程度になると推定される。
- 本震時の基盤地震動を推計するには、少なくとも動的変形特性が得られた表層6m程度までの地盤については、非線形特性を考慮する必要がある。



HKD020における表層地盤の G/G_0 のひずみ依存性と既往の経験式の比較



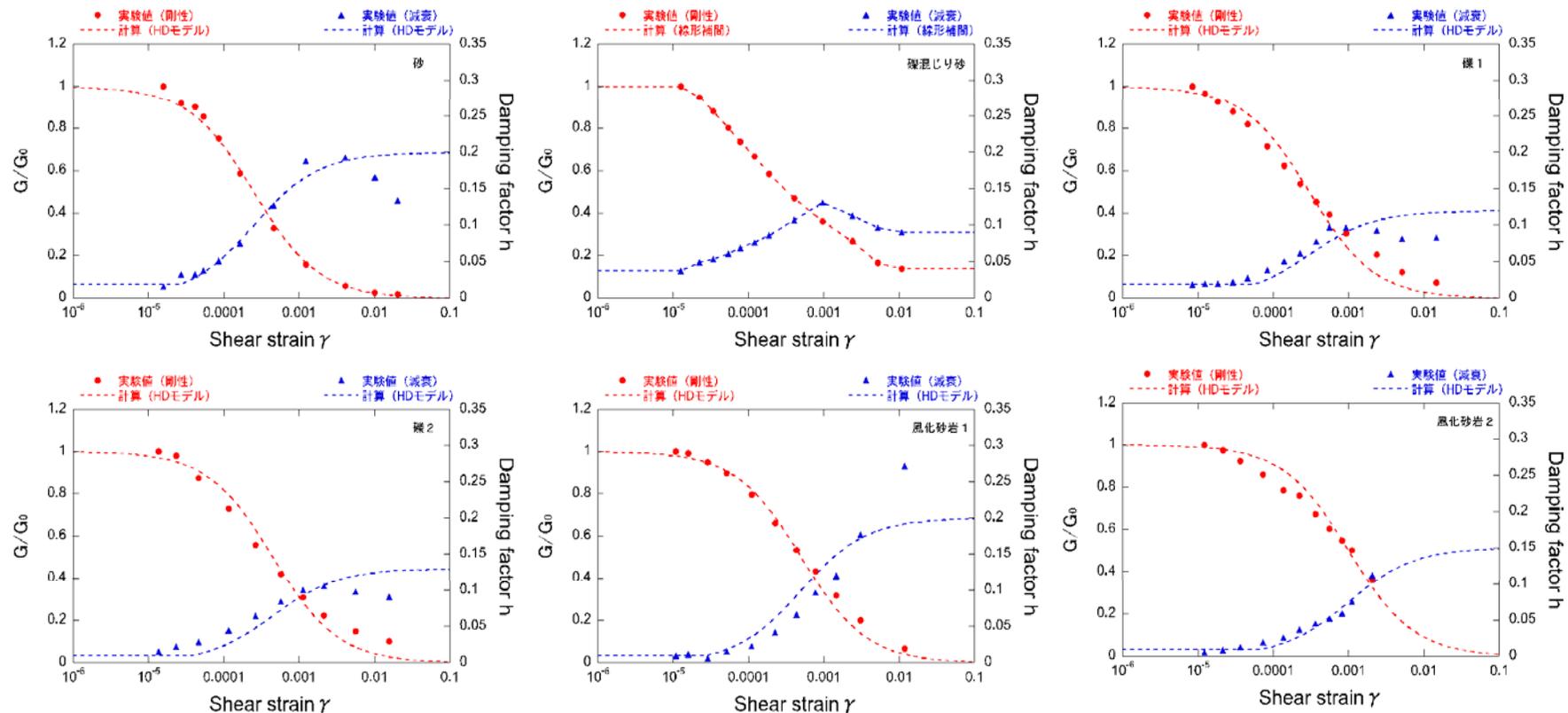
HKD020における表層地盤の減衰定数hのひずみ依存性と既往の経験式の比較



2004年留萌地震時の地盤の最大せん断ひずみの深さ分布の試算結果(線形解析)

佐藤ほか(2013)による知見

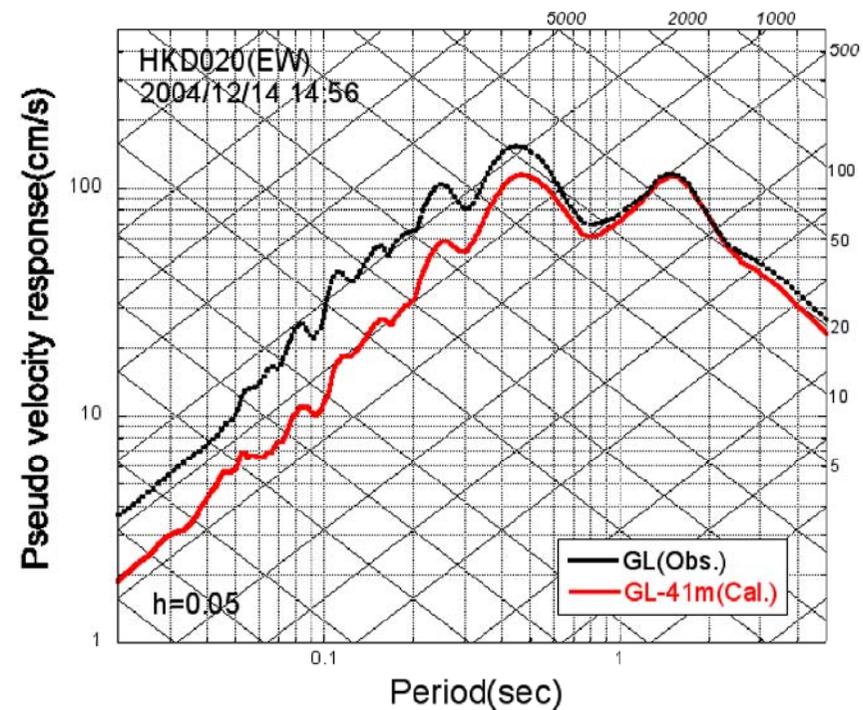
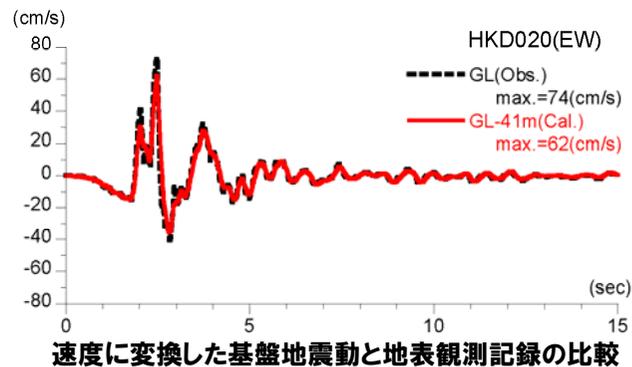
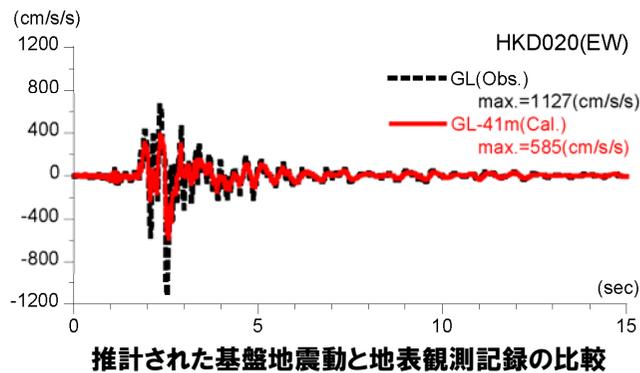
- 等価線形解析による検討では、表層6mまでの層について、原則としてHardin-Drnevichモデル(HDモデル)により非線形特性 ($G/G_0 \sim \gamma$, $h \sim \gamma$)を設定し、HDモデルのフィッティング結果と実験値の乖離が大きかった礫混じり砂については、対数軸上の線形補間による特性を用いた。



等価線形解析において設定した地盤の非線形特性

佐藤ほか(2013)による知見

- 等価線形解析により、地表観測記録(EW成分)から深さ41mでの基盤地震動を評価した。
- はざり結果は、最大加速度が585Galとなっており、地表観測記録の約1/2となった。

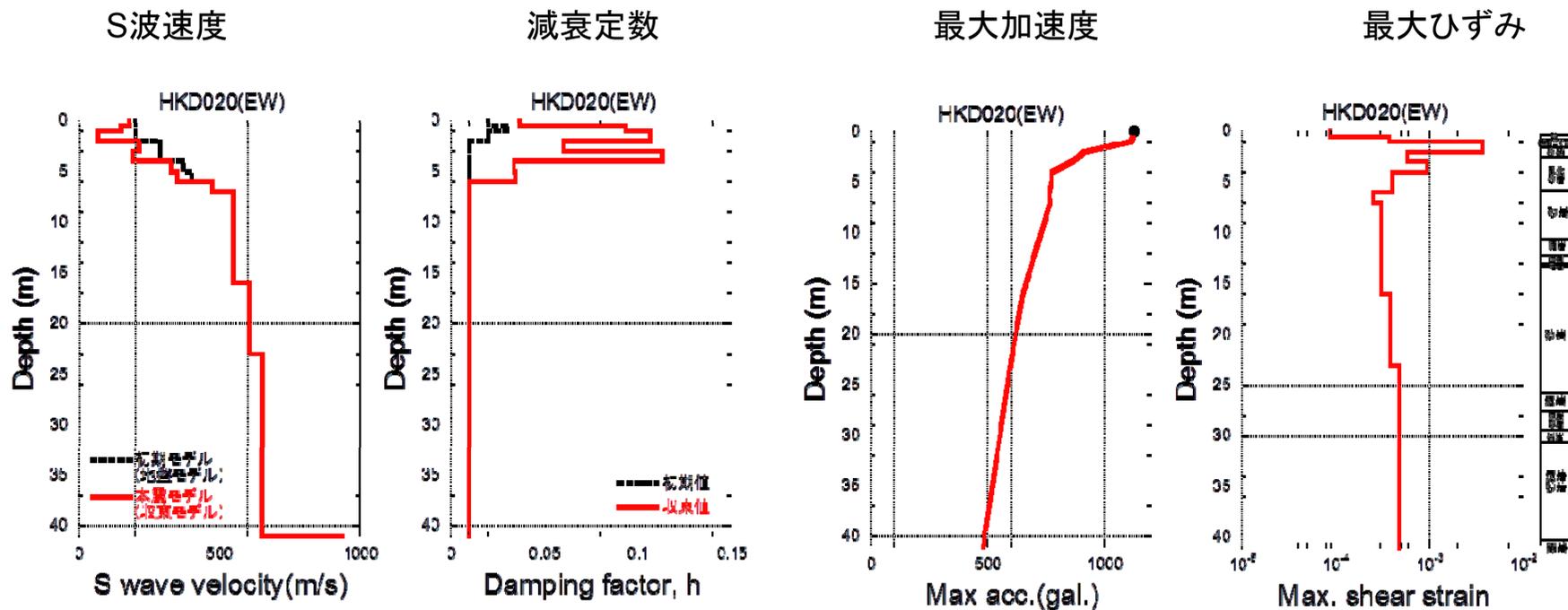


擬似速度応答スペクトルの比較

1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

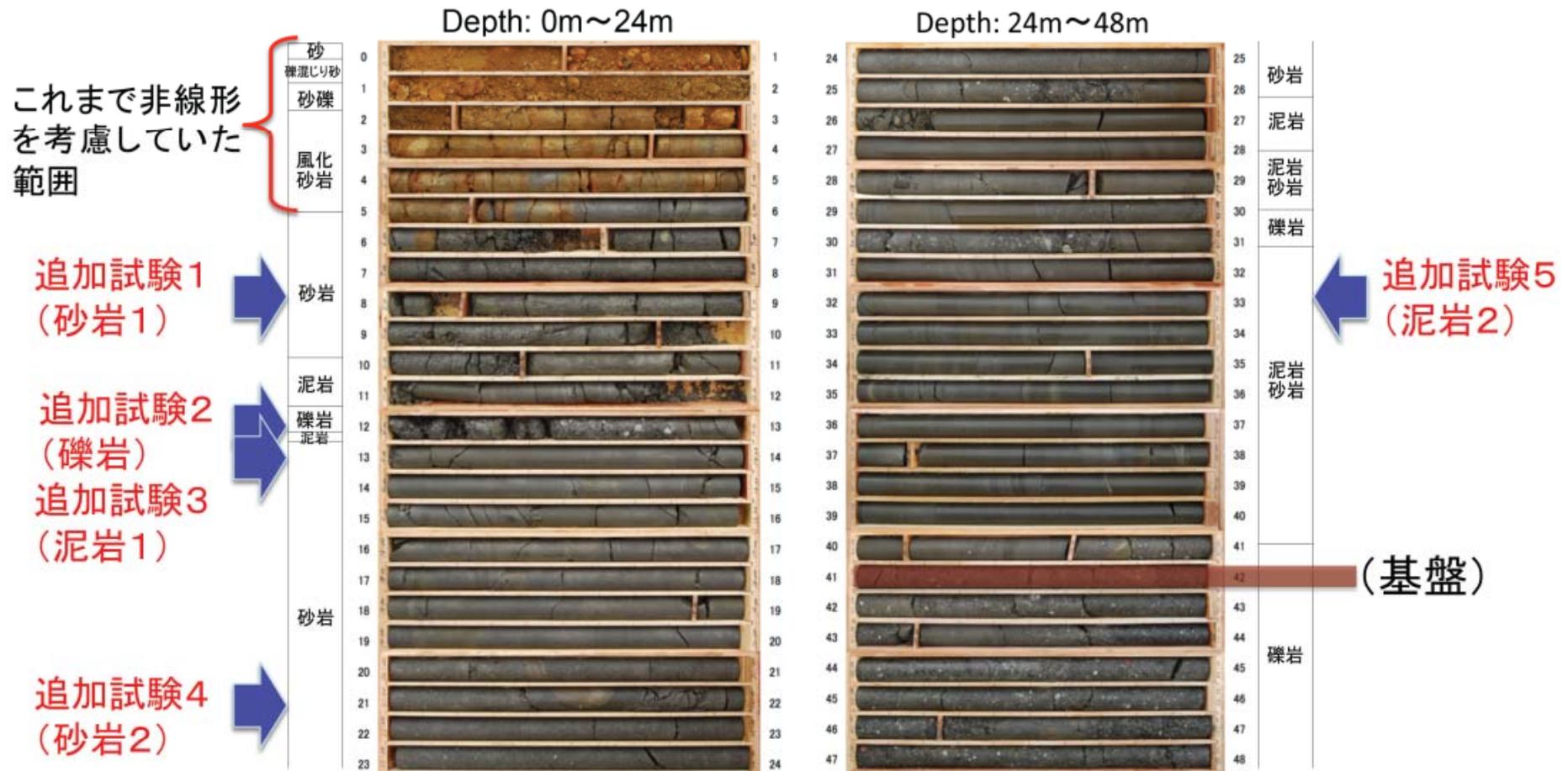
- 佐藤ほか(2013)では、GL-6mまで室内試験結果を考慮した非線形解析を行い、GL-41mの基盤面における基盤地震動を推定している。この際、GL-6m以深は線形地盤を仮定し、減衰定数は風化砂岩の2サンプルについて室内試験で得られた微小ひずみ時の減衰定数1%を与えている。
- その後、GL-6mからGL-41mまで室内試験を追加実施し、データが得られたことから、従前の基盤地震動の評価結果の妥当性確認のため、GL-41mまで非線形性を考慮して基盤地震動評価を行った。



収束物性値、最大加速度および最大ひずみの深さ分布

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

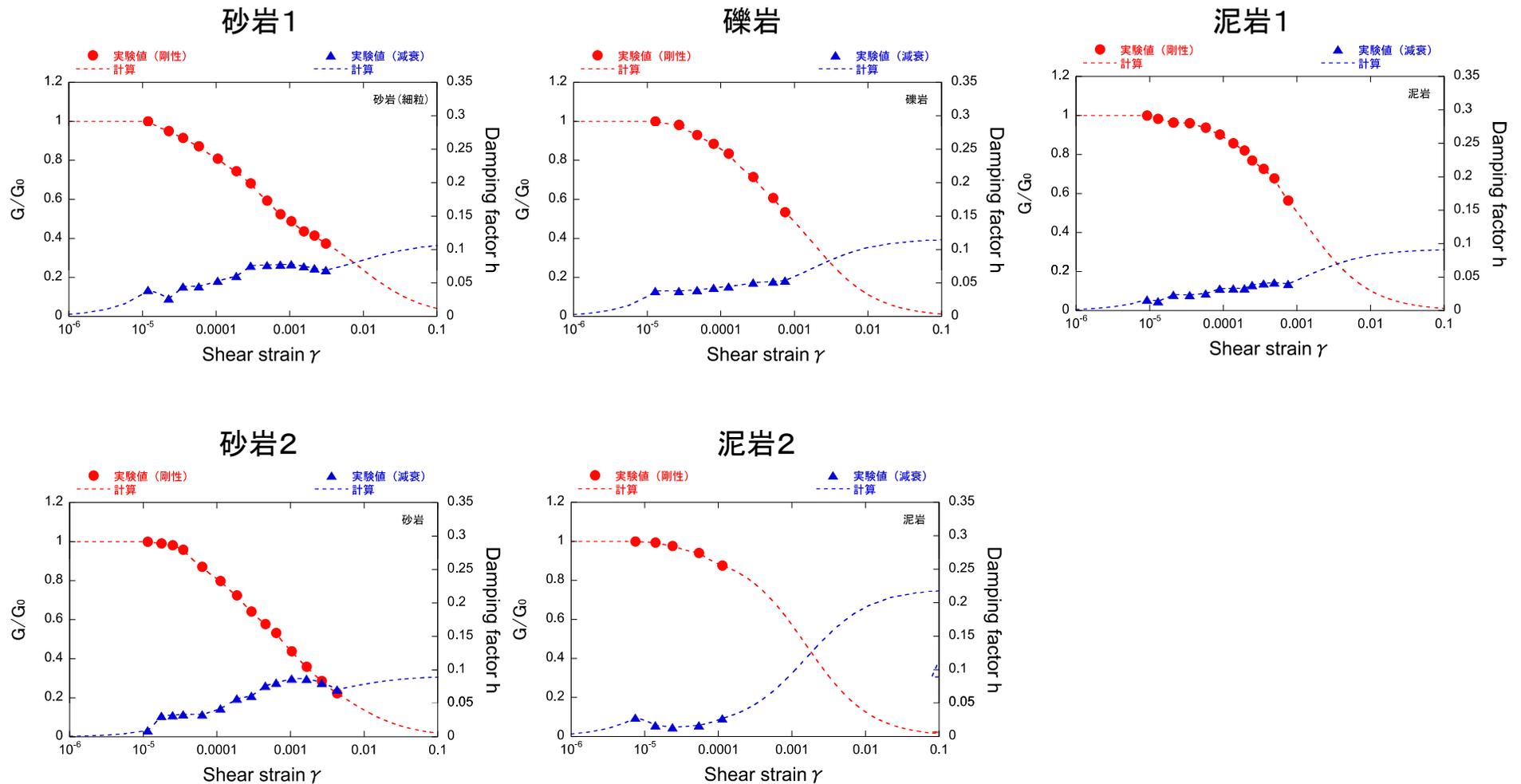
●GL-6mからGL-41mまでの5箇所において追加の室内試験を実施した。



追加の室内試験の実施位置

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

●追加の室内試験結果により非線形特性を設定した。

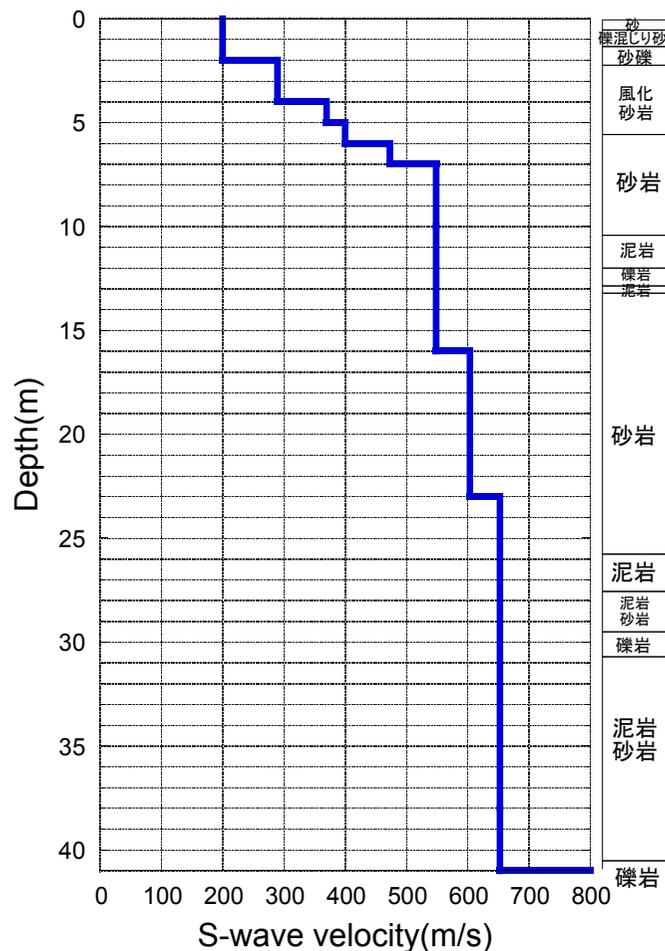


追加の室内試験による地盤の非線形特性

1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

●GL-6mからGL-41mについて、地盤の非線形特性と減衰定数を変動させて等価線形解析により基盤地震動を評価した。



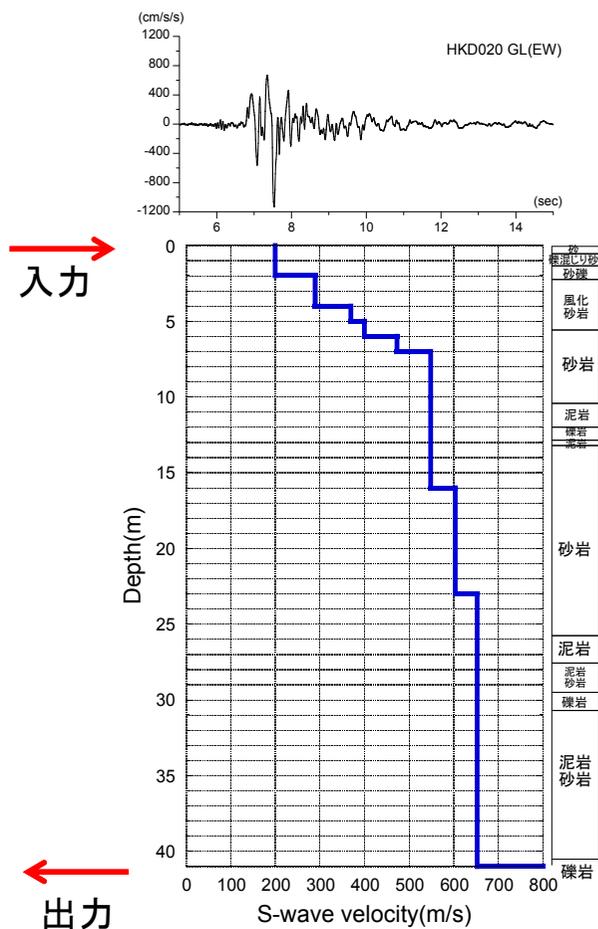
S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.02	砂岩1
473	2.0	1	0.02	砂岩1
549	2.0	3	0.02	砂岩1
549	2.0	2	0.01	泥岩1
549	2.0	1	0.03	礫岩
549	2.0	0.5	0.01	泥岩1
549	2.0	2.5	0.01	砂岩2
604	2.06	7	0.01	砂岩2
653	2.06	18	0.015	泥岩2
938	2.13	17	0.01	—

等価線形解析に用いる地盤モデル

1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

● 地表観測記録を入力として、GL-41mまで非線形性を考慮した等価線形解析から、GL-41m ($V_s=938\text{m/s}$) における基盤波を評価した。



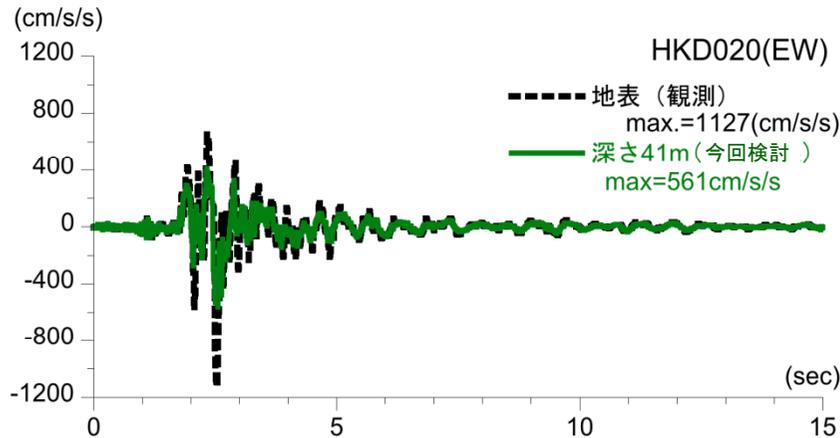
等価線形解析の条件

- ✓ 有効ひずみ $\gamma_{\text{eff}} = 0.65 \gamma_{\text{max}}$
- ✓ 収束判定値(前のモデルとの差異): 1%以内
- ✓ 最大繰り返し計算回数: 30回

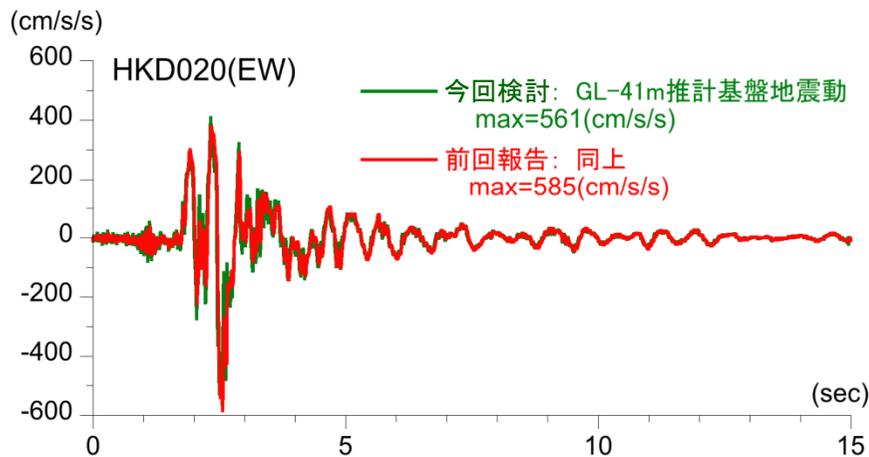
1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

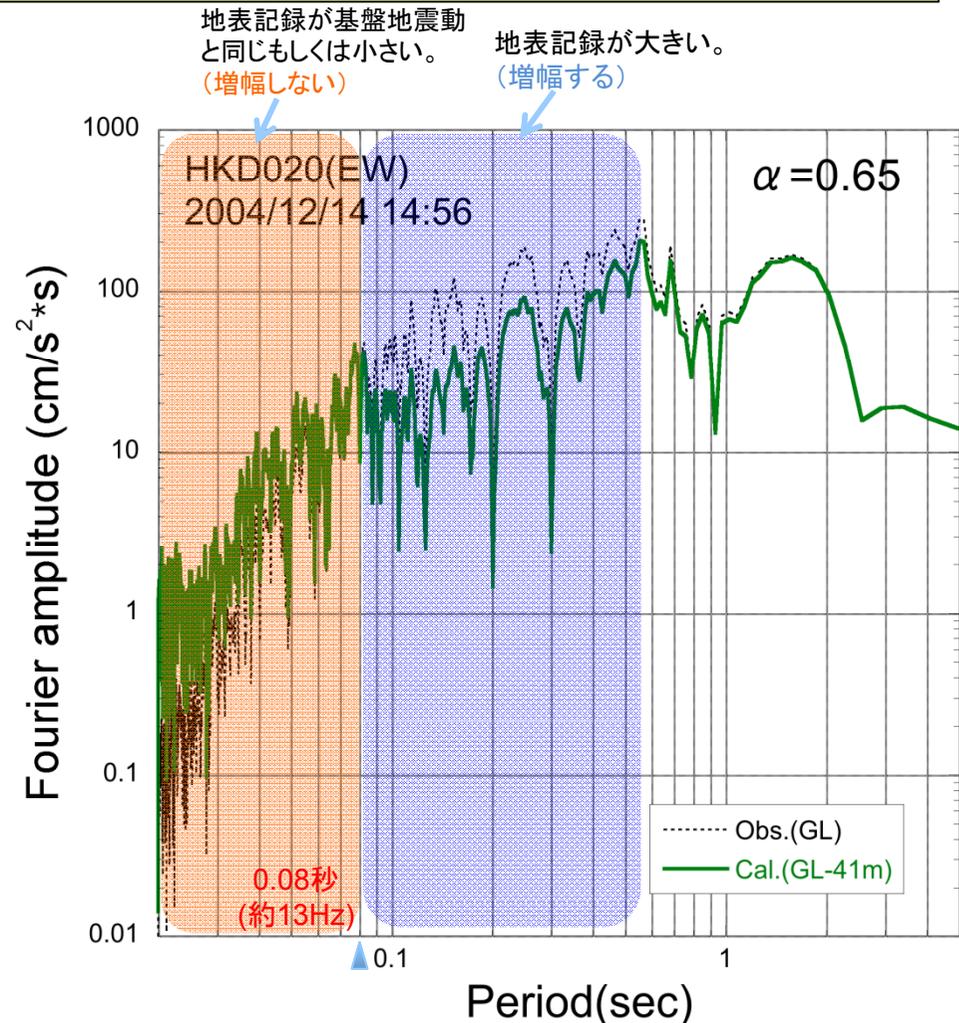
●GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の最大加速度は、561Galとなっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや小さく評価された。



地表記録と基盤地震動の比較



今回結果と前回報告の比較

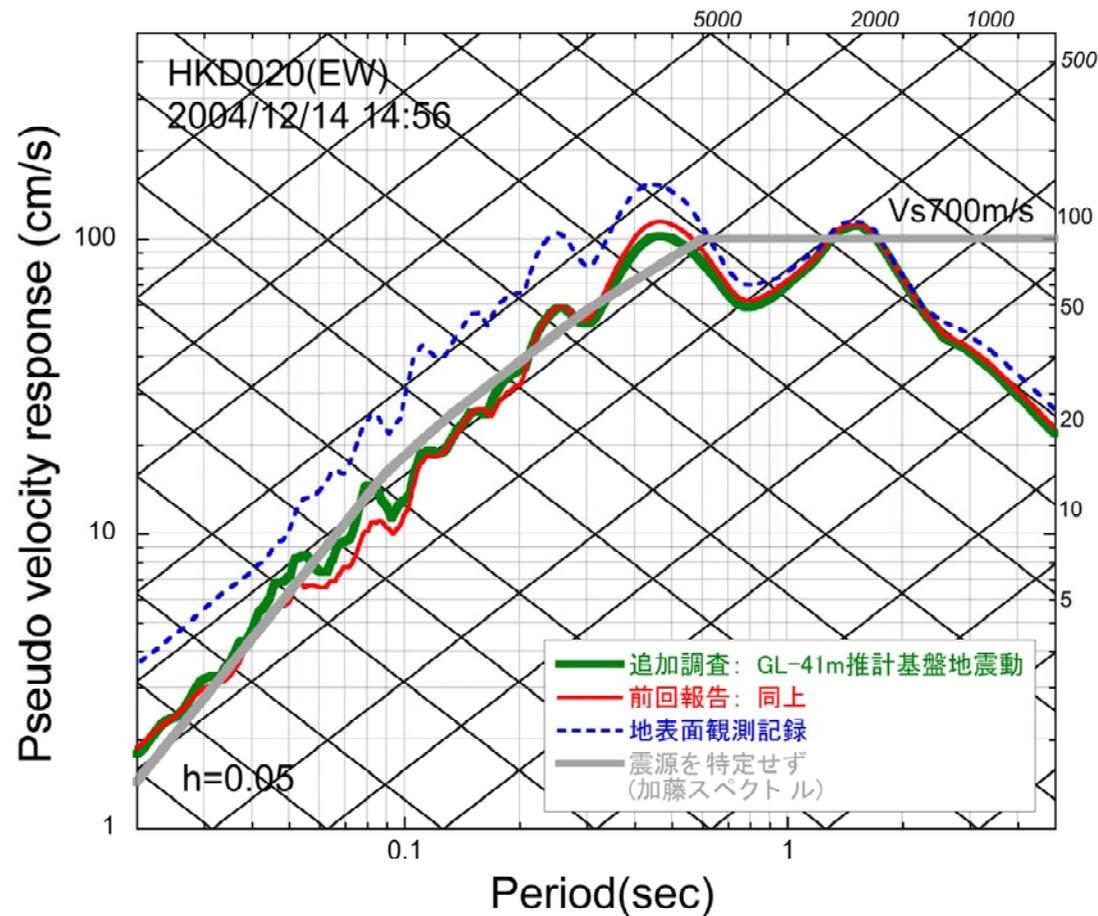


基盤地震動と地表観測記録の加速度フーリエスペクトルの比較

1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

●GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。

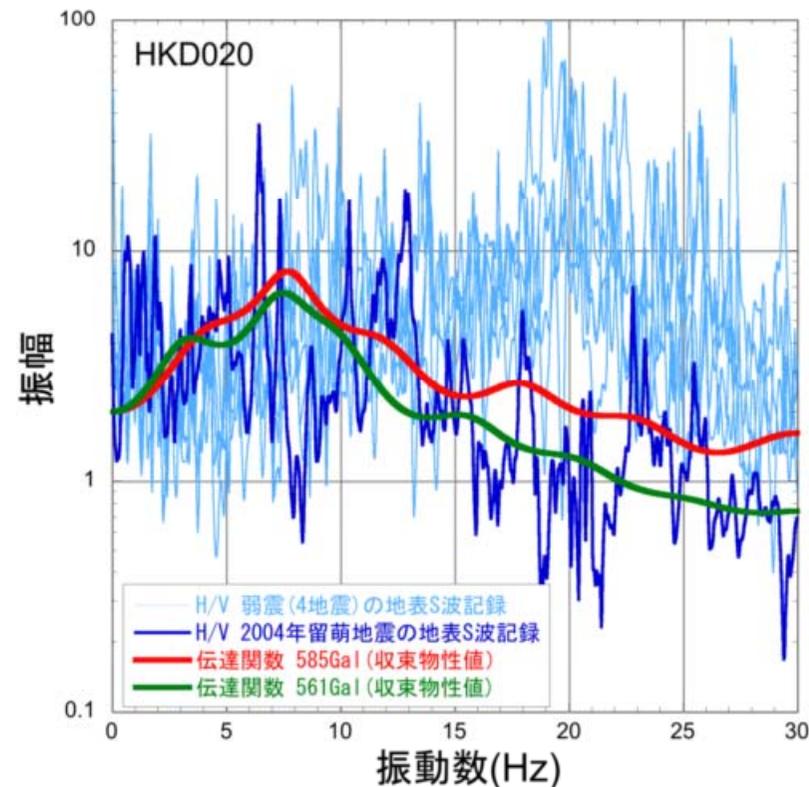


疑似速度応答スペクトル

1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価に用いた収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、深部の減衰定数が1%から5%程度になったことにより、10Hzより高振動数側で小さくなっている。
- 本震時のH/Vスペクトルと伝達関数の比較では、今回の伝達関数は高振動数での落ち込みが大きく、佐藤ほか(2013)の伝達関数の方が本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現しているものと考えられる。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルとの比較

1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価[まとめ]

- 2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020観測点の観測記録について、追加の室内試験結果を用いてGL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動を評価した。
- 基盤地震動の最大加速度は、561Galとなっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや小さく評価された。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。
- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価に用いた収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、高振動数側で小さくなっており、本震時のH/Vスペクトルと伝達関数の比較では、佐藤ほか(2013)の伝達関数の方が本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現しているものと考えられる。

1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

② 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価

●佐藤ほか(2013)の地盤モデルを基に、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価し、佐藤ほか(2013)における評価結果と比較する。

等価線形解析に用いる地盤モデル

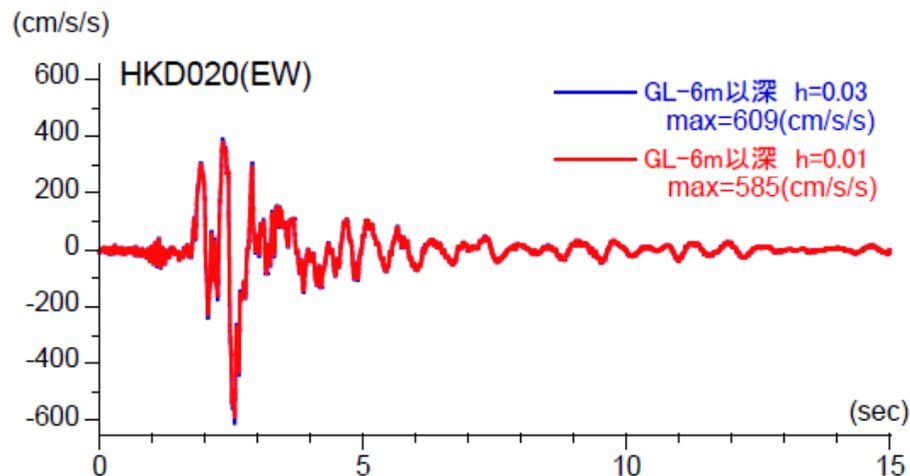
S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.01	風化砂岩2
473	2.0	1	0.03	—
549	2.0	3	0.03	—
549	2.0	2	0.03	—
549	2.0	1	0.03	—
549	2.0	0.5	0.03	—
549	2.0	2.5	0.03	—
604	2.06	7	0.03	—
653	2.06	18	0.03	—
938	2.13	17	0.03	—

減衰定数3%として評価する。

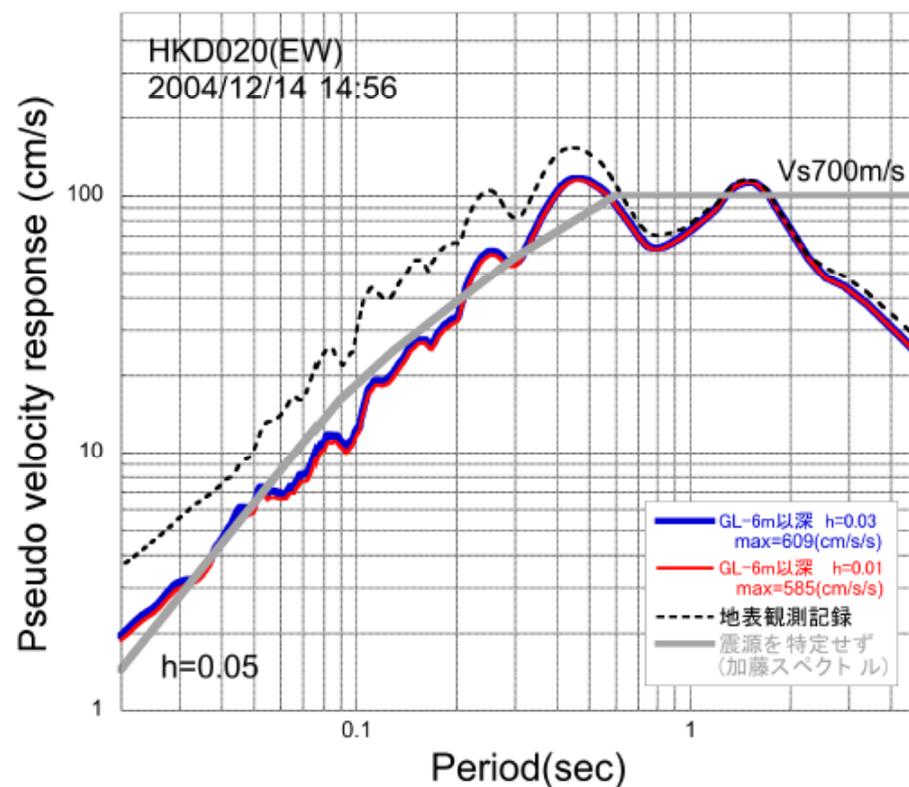
1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

② 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価

●佐藤ほか(2013)の地盤モデルをもとに、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は609Galとなり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや大きく評価された。また、応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。



加速度時刻歴波形の比較

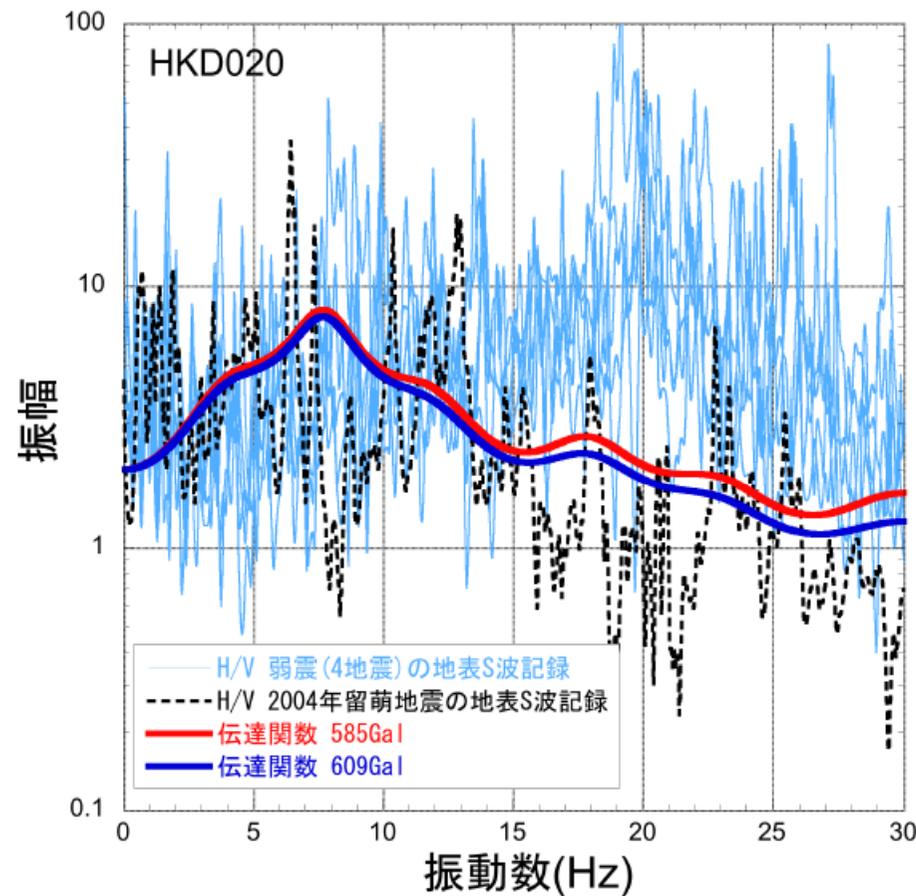


擬似速度応答スペクトルの比較

1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

② 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価

●収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現しているものと考えられる。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルとの比較

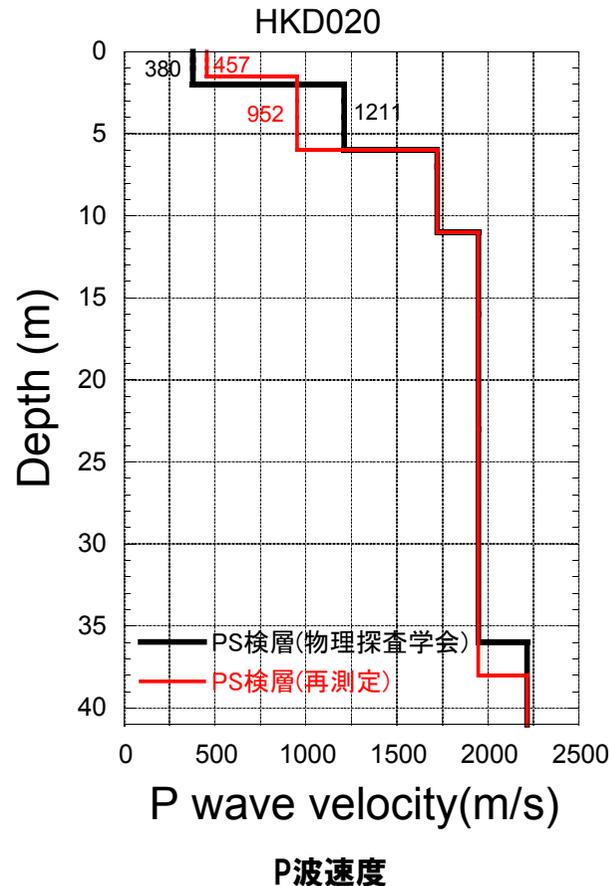
1.3 基盤地震動の評価 [水平方向]

② 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価[まとめ]

- 2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020観測点の観測記録について、佐藤ほか(2013)の地盤モデルをもとに、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した。
- GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は609Galとなり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや大きく評価された。また、応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。
- 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現しているものと考えられる。

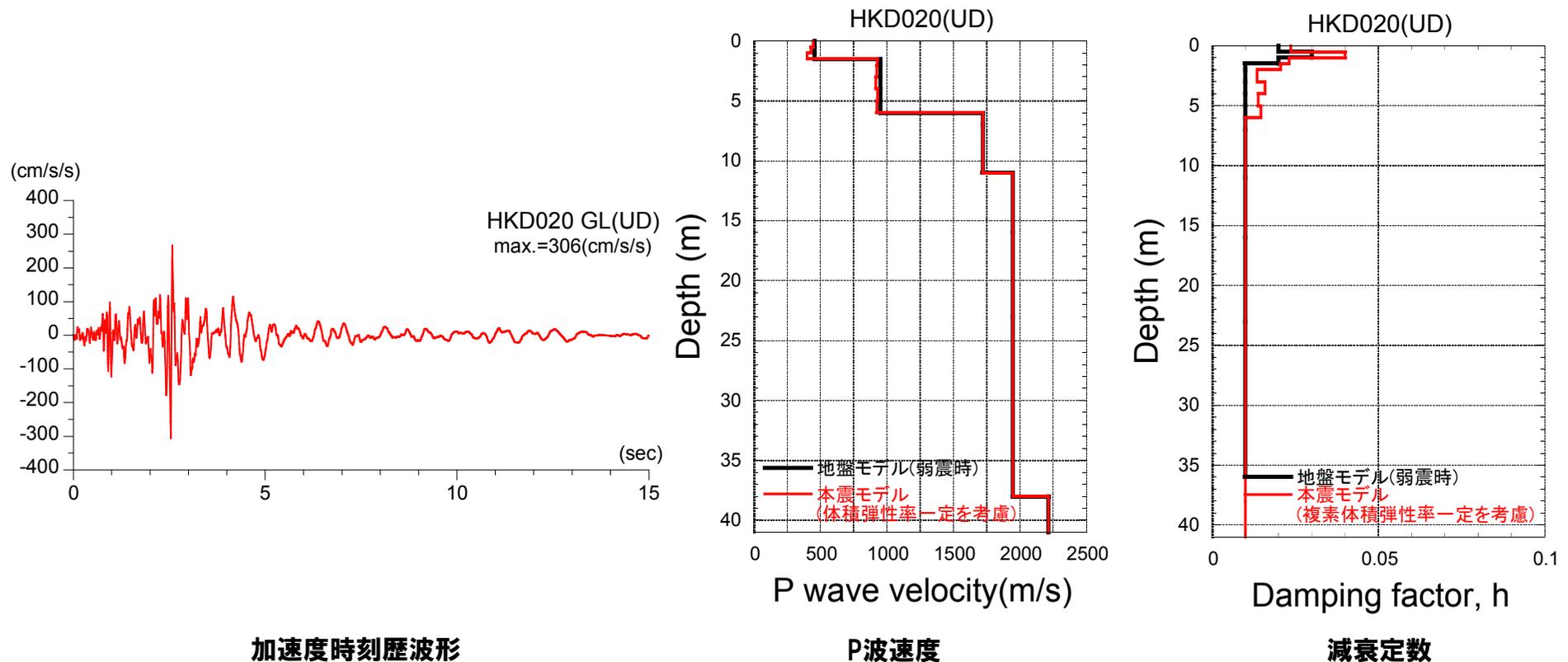
③ 鉛直方向の基盤地震動の再評価

- 佐藤ほか(2013)において、付録として事例紹介していた鉛直方向の基盤地震動の評価結果は、物理探査学会(2013.10)時点でのモデルに基づいていたが、表層部分のPS検層結果について笹谷ほか(2008)の位相速度と差異がみられたことから、最表層に重点をおいた再測定を物理探査学会発表後に実施。
- 再測定の結果、表層の6m以浅のP波速度は、佐藤ほか(2013)において鉛直方向の基盤地震動を評価した時のモデルとは異なっていたため、P波速度を再設定した地盤モデルを用いて基盤地震動を再評価した。
- ※S波速度は、再測定の結果、佐藤ほか(2013)における地盤モデルとほぼ同様のため変更していない。



③ 鉛直方向の基盤地震動の再評価

●再測定結果を用いて体積弾性率一定として基盤地震動を評価した結果, 最大加速度は306Galであり, 従来の評価結果(296Gal)と比較してやや大きく評価された。



1.4 基盤地震動の評価 [鉛直方向]

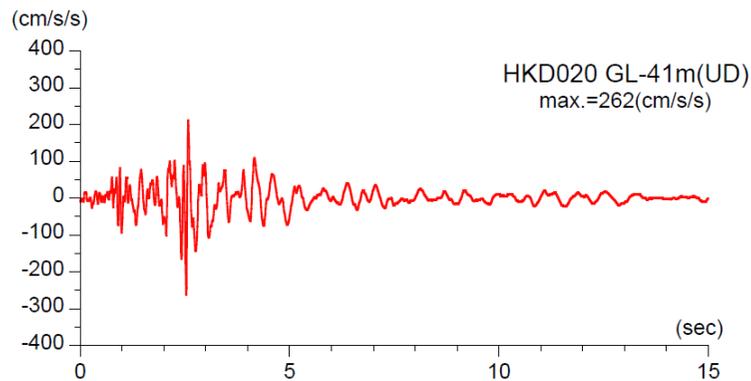
③ 鉛直方向の基盤地震動の再評価[まとめ]

- HKD020観測点のP波速度モデルは、笹谷ほか(2008)の位相速度と差異がみられたことから、最表層に重点をおいて再測定され、その結果を踏まえて再設定された。
- 再設定結果を用いて体積弾性率一定として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は306Galであり、従来の評価結果(296Gal)と比較してやや大きく評価された。

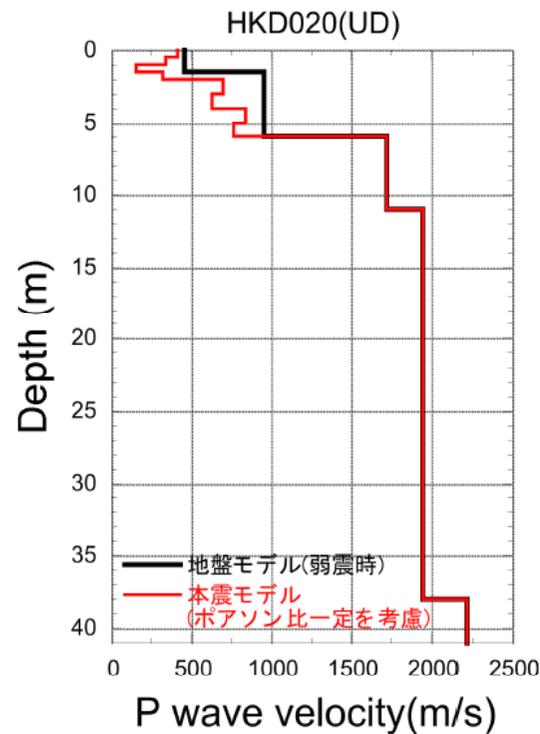
1.4 基盤地震動の評価 [鉛直方向]

④ GL-6mまでポアソン比一定とした鉛直方向の基盤地震動の評価

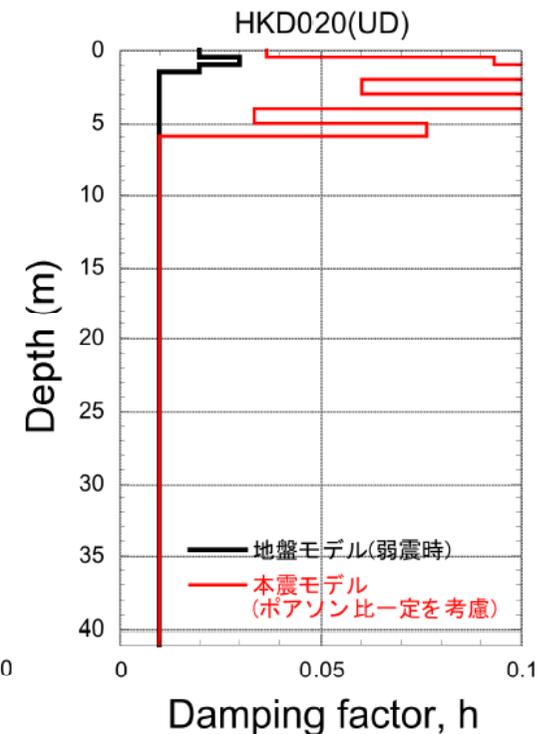
- 佐藤ほか(2013)及び表層地盤のPS検層の再測定結果を踏まえた鉛直方向の基盤地震動評価は、体積弾性率一定として評価しているが、地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価した。
- 体積弾性率一定とした場合と比較して、ポアソン比一定とした場合、S波速度の低下に伴ってP波速度も低下するため、最大加速度は小さくなっている。
- その結果、最大加速度は262Galとなり、体積弾性率一定と仮定した結果(306Gal)は保守的な結果となっている。



加速度時刻歴波形



P波速度



減衰定数

1.5 基盤地震動の評価 [まとめ]

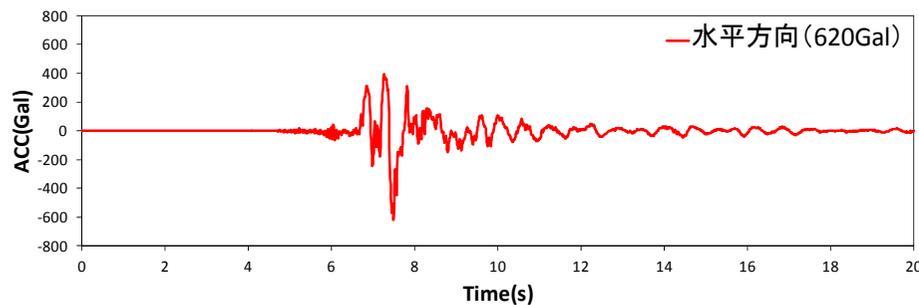
まとめ

- 2004年北海道留萌支庁南部地震における佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の基盤地震動評価をもとに以下の検討を行った。
 - ① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)
 - ② GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向)
 - ③ 再測定されたPS検層結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)
 - ④ 地下水位の状況を踏まえGL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動評価(鉛直方向)
- 検討の結果, 評価した基盤地震動の最大加速度は, 水平方向については②のケース(609Gal)が, 鉛直方向については③のケース(306Gal)が最も大きい。

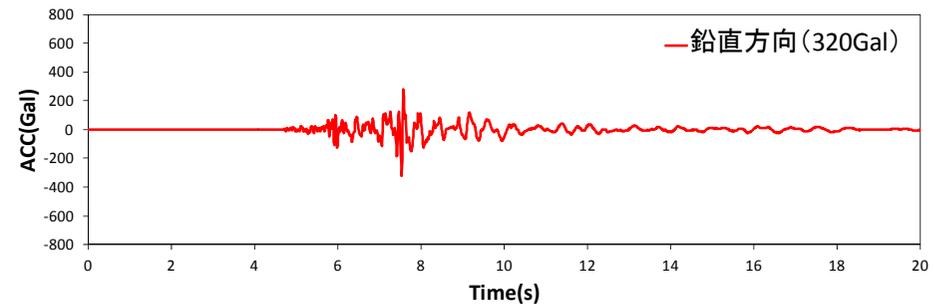
1.6 震源を特定せず策定する地震動への反映

震源を特定せず策定する地震動への反映

- 2004年北海道留萌支庁南部地震の基盤地震動についての検討結果を踏まえ、水平方向については、最大加速度609Gal、鉛直方向については、最大加速度306Galの基盤地震動を震源を特定せず策定する地震動に反映する。
- 震源を特定せず策定する地震動は、泊発電所1・2号機および3号機ともに、原子力発電所の耐震性に求められる保守性を勘案して、2004年北海道留萌支庁南部地震の基盤地震動(水平方向609Gal、鉛直方向306Gal)の加速度時刻歴波形を水平方向620Gal、鉛直方向320Galに基準化(位相特性を変えずに振幅特性のみ変更)した地震動として考慮する。



水平方向

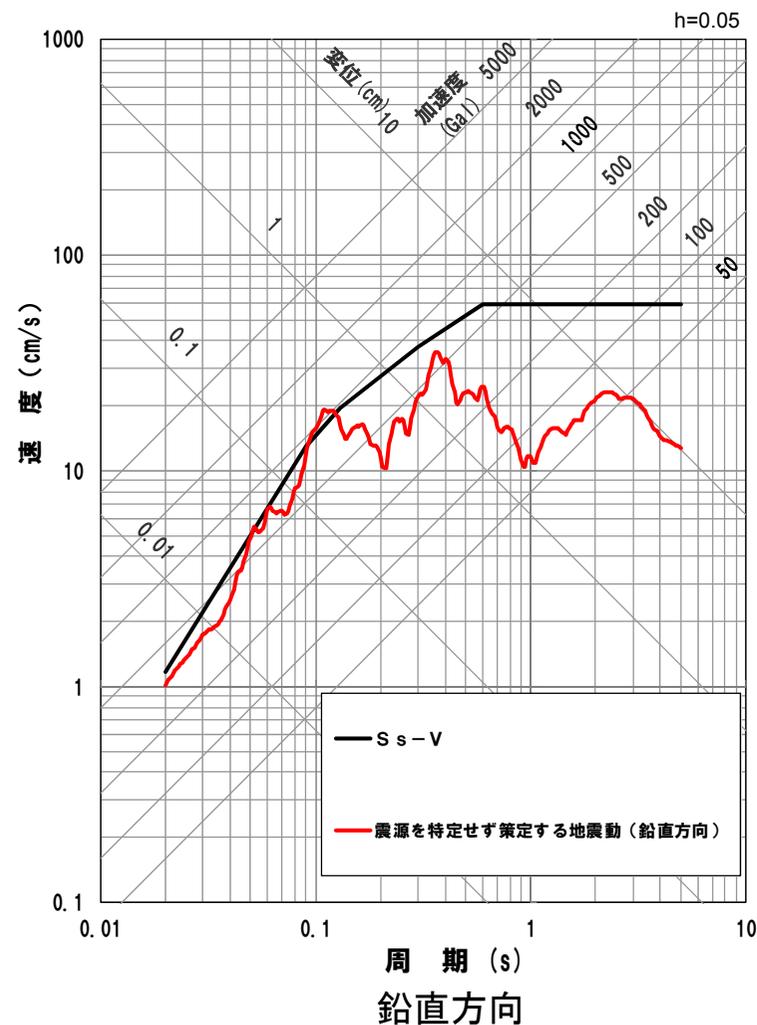
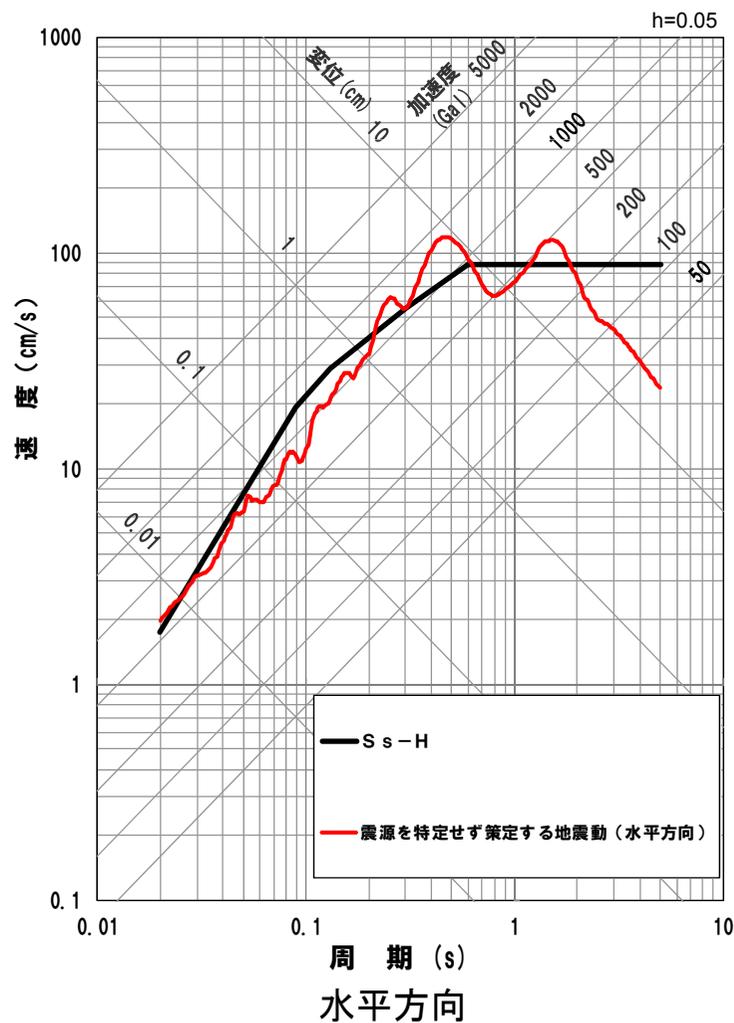


鉛直方向

加速度時刻歴波形

1.6 震源を特定せず策定する地震動への反映

震源を特定せず策定する地震動への反映



応答スペクトル

2. 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

2. 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

No	コメントの要旨	備考
2	・ニセコ・雷電火山群付近の地形分類等について補足すること。	第83回審査会合 (平成26年2月20日)

2. 1	本資料の説明主旨	P.36
2. 2	泊発電所と震源域の状況に関する比較検討	P.37
	地勢	P.38
	ひずみ集中帯・活断層の分布	P.41
	第四系の堆積層の分布	P.45
	古いカルデラの分布	P.51
	大規模地すべりの分布	P.53
	敷地近傍の地形面の発達状況	P.54
2. 3	ニセコ・雷電火山群付近の地形分類等	P.56
2. 4	評価	P.60
	参考資料	P.61
	参考文献	P.66

2008年岩手・宮城内陸地震の特徴

地震の概要

- 2008年6月14日に岩手県内陸南部の奥羽山地東縁で発生(震源の深さ8km, 地震規模はMw6.9, 最大震度6強)⁽¹⁾。
 - 西北西-東南東方向に圧力軸を持つ西側隆起の逆断層により発生⁽¹⁾。
 - 震源域は、垣見ほか(2003)⁽²⁾の地震地体構造区分のうち東北日本弧内帯に位置し、最大期待地震規模Mmax=7 1/2である(参考資料参照)。
 - 地質学的ひずみ集中帯と、測地的ひずみ集中帯の重なったところで発生⁽³⁾。
 - 余震分布から推定される震源域の規模は、長さ約45km程度, 幅約12.5km程度⁽⁴⁾。
 - 河川沿いにわずかに分布する河成段丘面(M1面とL1面)の比高から換算される震源断層位置における推定累積変位量は60~65m程度であり, 平均変位速度は0.5mm/yr程度と推定⁽⁵⁾。
- (行末の数字は参考文献)

震源域周辺の特徴

1. 震源域周辺の地勢・ひずみ集中帯等の状況
 - 震源域はひずみ集中帯に位置する。また、震源域は地形面の発達が良い山間部に位置している。
⇒褶曲構造の密集が断続的に認められるが、地形・地質調査による断層等の後期更新世以降の活動性評価が困難。
2. 第四系の褶曲構造の分布(存在)の把握の観点
 - 第四系の地層(堆積層・段丘堆積物等)の分布する範囲が限定される。
⇒第四系の地層(堆積層・段丘堆積物等)の分布がわずかであることから、地質調査による褶曲構造の分布(存在)の把握が困難。
3. 第四系の褶曲構造の連続性(長さ)の把握の観点
 - 古いカルデラの密集や大規模地すべりが認められる。
⇒古いカルデラが密集し、褶曲構造が規制を受ける。若しくは、地形が不明瞭になることから、地形・地質調査による褶曲構造の連続性(長さ)の把握が困難。
⇒大規模地すべりを含む地すべりが密集し、地形が不明瞭になることから、地形・地質調査による褶曲構造の連続性の把握が困難。
4. 断層等の活動性評価の観点
 - 河成段丘面等、地形面の発達が悪く、第四系の地層が分布する範囲が限定される。
⇒活動性評価の基準となる後期更新世、若しくは、それ以前に形成された地形面がほとんど分布しないことから、地形・地質調査による活動時期に関する情報が少なく、断層等の後期更新世以降の活動性評価が困難。



今回説明内容

- 震源域周辺の特徴に着目し、震源の規模を考慮した詳細な差異について分析。
- 敷地近傍に分布する火山群に起因する地形、地質、地質構造について追加説明(前回会合の指摘回答)。

2. 2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

泊発電所と震源域の状況に関する比較検討項目

震源域周辺の特徴1 : 震源域周辺の地勢・ひずみ集中帯等の状況

- 地勢
- ひずみ集中帯・活断層の分布

震源域周辺の特徴2 : 第四系の褶曲構造の分布(存在)の把握の観点

- 第四系の堆積層の分布

震源域周辺の特徴3 : 第四系の褶曲構造の連続性(長さ)の把握の観点

- 古いカルデラの分布
- 大規模地すべりの分布

震源域周辺の特徴4 : 断層等の活動性評価の観点

- 敷地近傍の地形面の発達状況

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴1」に関する比較検討(地勢)

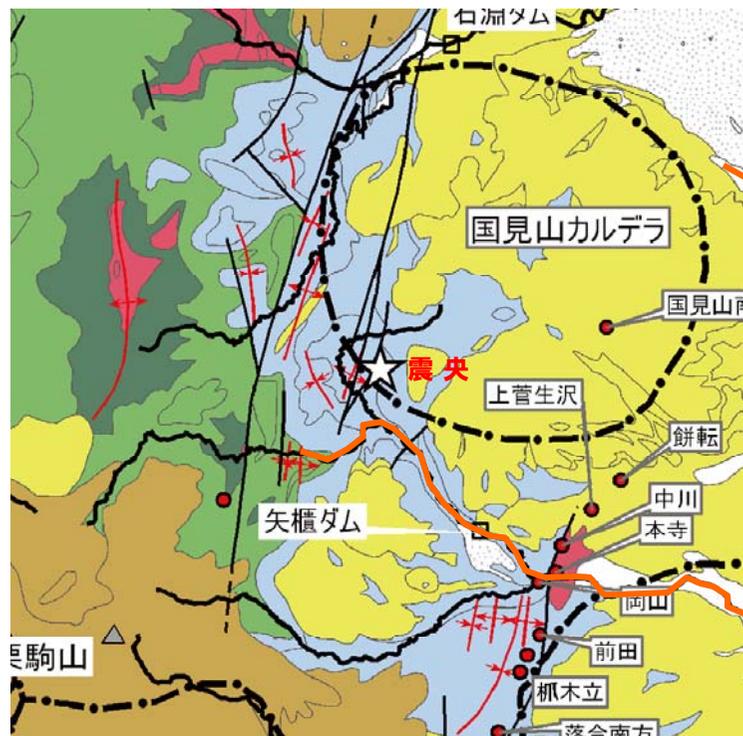
岩手・宮城内陸地震 震源域

- 震源域は、山間部に位置する。
- 震源域は、変位基準となる地形面の発達が良い。

敷地近傍

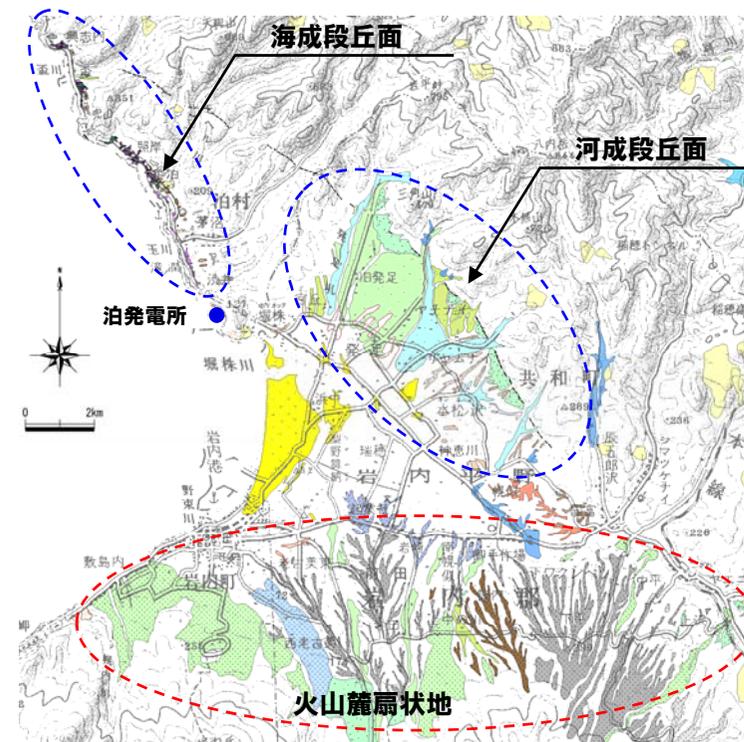
- 発電所敷地は、沿岸部に位置する。
- 敷地近傍には、海成段丘面、河成段丘面、火山麓扇状地等の変位基準となる地形面が発達している。

○変位基準となる地形面の発達状況に差異が認められる。



引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正 カルデラ分布:吉田ほか(2005)の重力図を基に修正

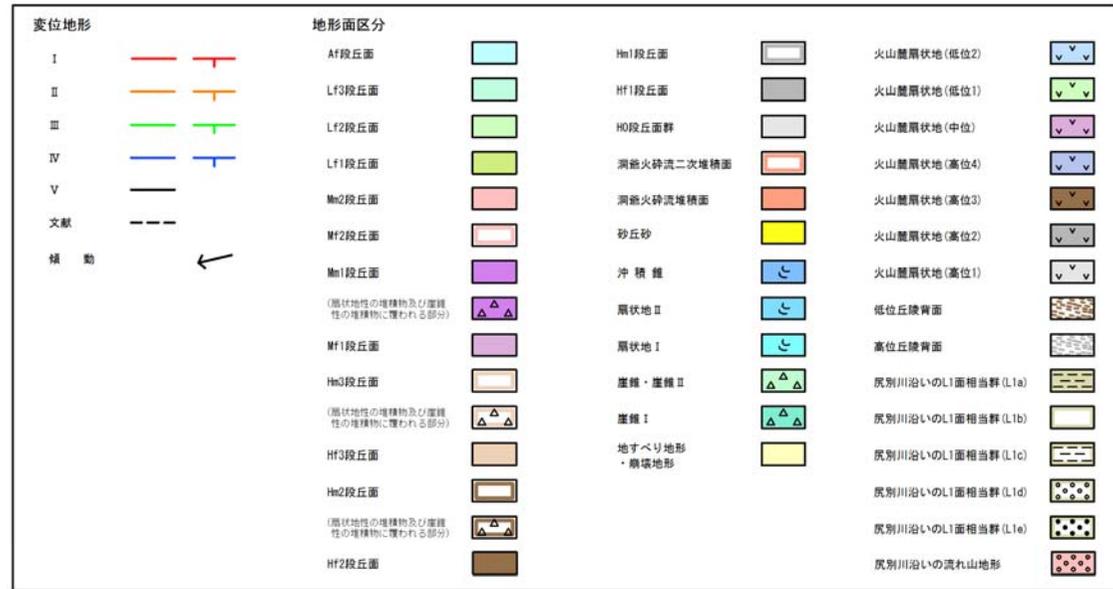
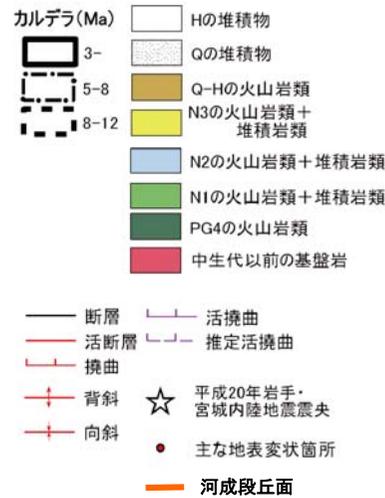
震源域周辺の広域地質図



敷地近傍の地形分類図

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴1」に関する比較検討(地勢)



敷地近傍の地形分類図一凡例

※地質年代

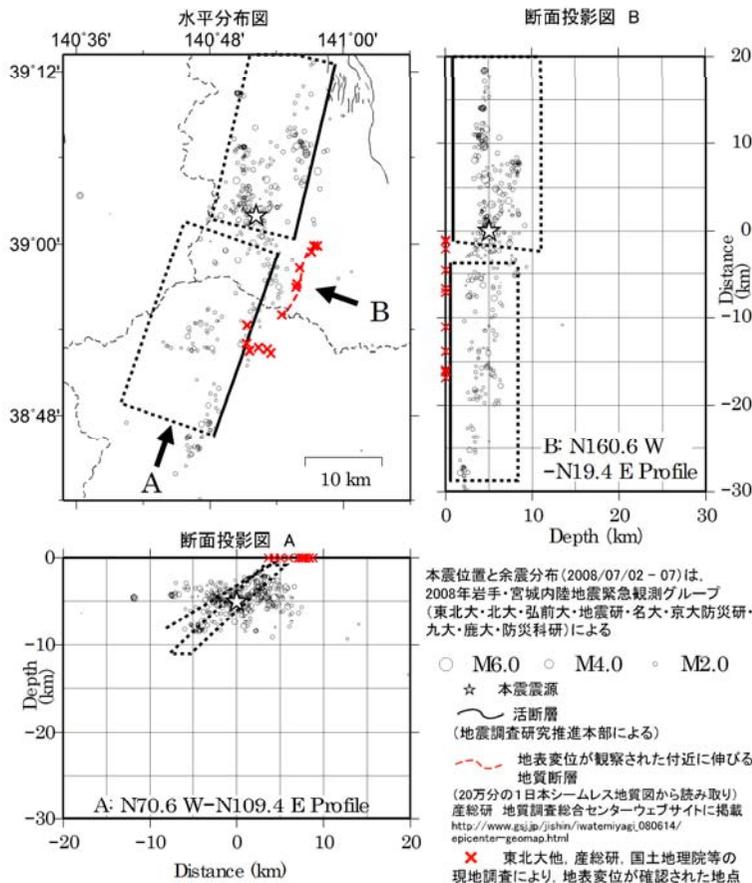
PG4:漸新世～前期中新世, N1:前期中新世～中期中新世, N2:中期中新世～後期中新世
N3:後期中新世～鮮新世, Q:更新世, H:完新世

震源域周辺の広域地質図一凡例

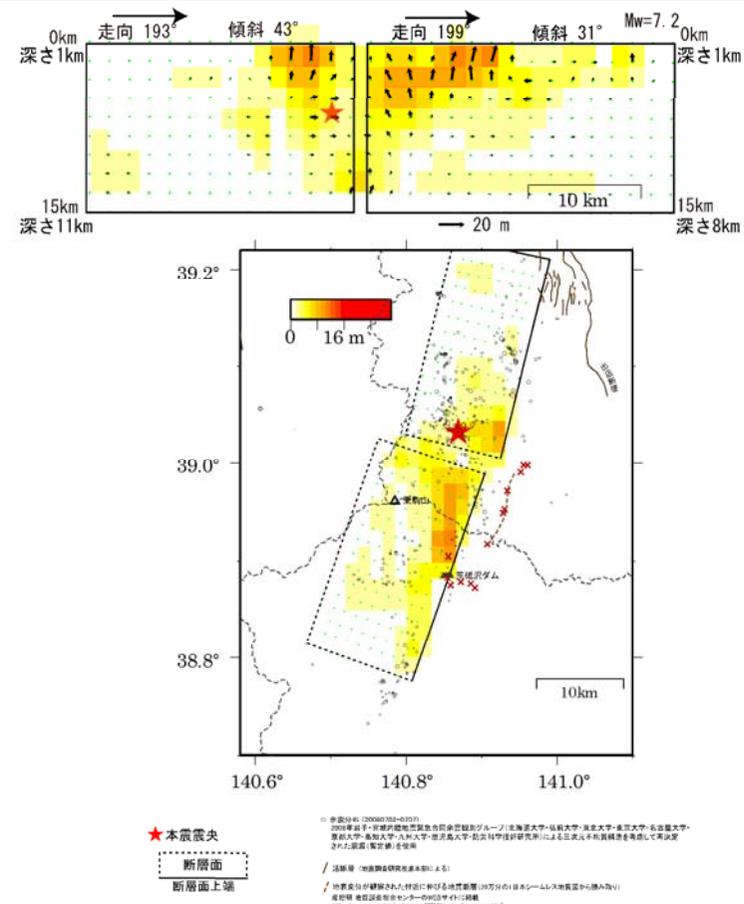
2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

(参考)2008年岩手・宮城内陸地震の断層モデルについて

- 国土地理院(2009)では、地殻変動データから震源断層モデルを推定しており、緊急観測グループによる余震観測とDDトモグラフィによって決定された震源分布と整合するとしている。
- 断層モデルは2分割で、幅約12.5km、長さはそれぞれ約20km、25kmとなっており、全体で長さ約45km、幅約12.5kmの震源断層モデルとなる。



岩手・宮城内陸地震 震源断層モデルと余震分布の位置関係 (国土地理院, 2009)



岩手・宮城内陸地震 断層面上のすべり分布 (国土地理院, 2009)

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

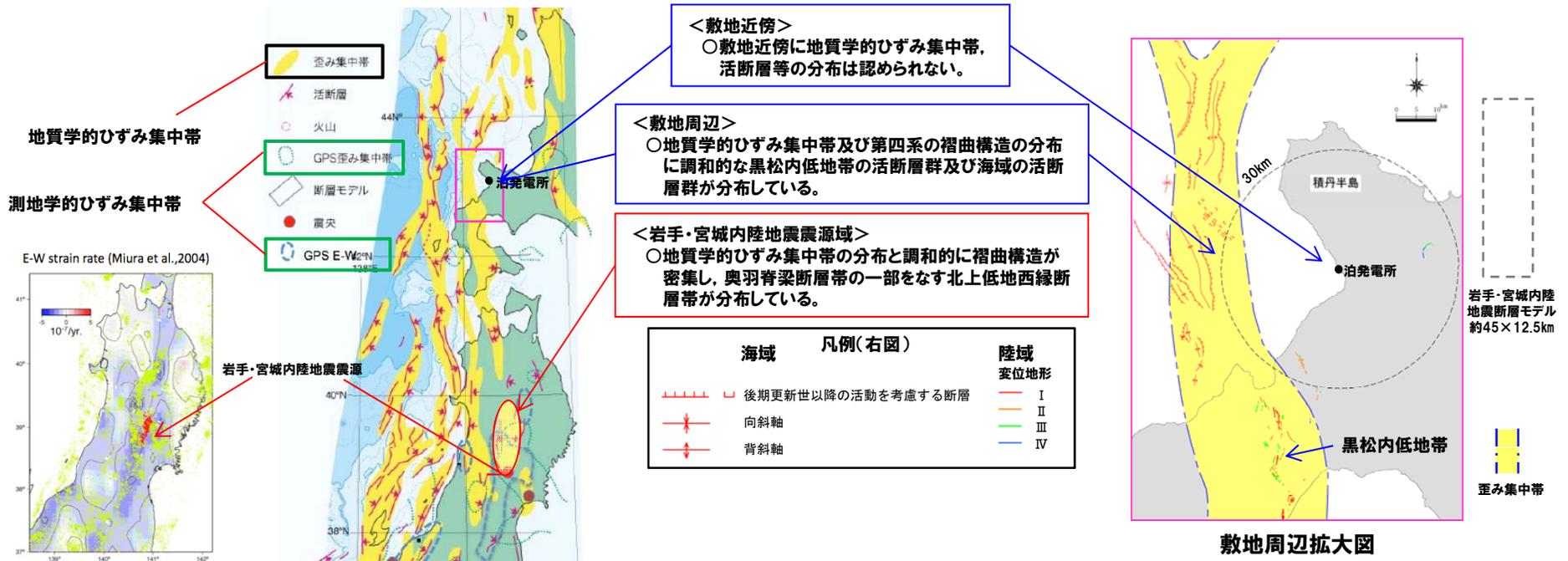
「震源域周辺の特徴1」に関する比較検討(ひずみ集中帯・活断層の分布)

岩手・宮城内陸地震 震源域

- 震源域は、地質学的ひずみ集中帯及び測地学的ひずみ集中帯に位置する。
- 震源域には、褶曲構造の密集が断続的に認められる。
- 震源域における河成段丘の累積変動量から推定される平均変位速度は0.5mm/yr程度とされる。

敷地周辺・近傍

- 敷地近傍には、地質学的ひずみ集中帯及び測地学的ひずみ集中帯は認められない。
- 敷地近傍には、褶曲構造の密集及び活断層の分布は認められない。
- 敷地周辺には、敷地の西方に地質学的ひずみ集中帯が認められるが、測地学的ひずみ集中帯は認められない。
- 敷地周辺では、地質学的ひずみ集中帯の分布に対応して、第四系の褶曲構造が断続的に分布し、それと調和的に分布する黒松内低地帯の活断層群及び海域の活断層群が認められ、これらは、震源として考慮する活断層として適切に評価している。
- 上記のうち、陸域の断層の平均変位速度は0.5-0.7mm/yr程度とされる⁽⁸⁾。
(行末の数字は参考文献)

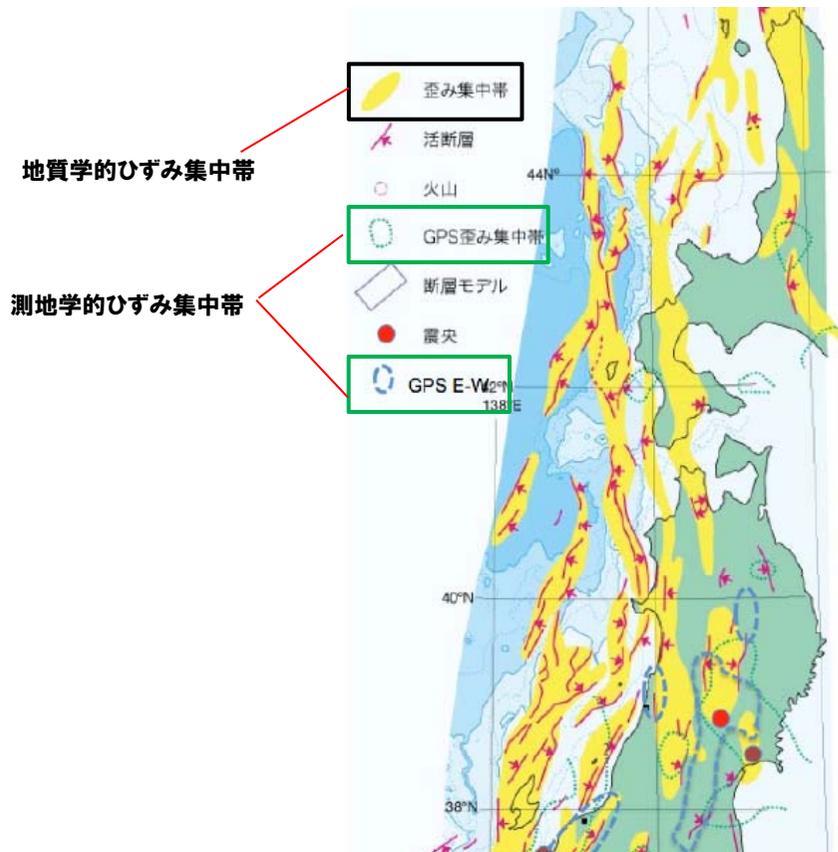


ひずみ集中帯等分布図(産業技術総合研究所, 2009に加筆)

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

(参考) ひずみ集中帯に関する補足

- 地質学的ひずみ集中帯 : 地形・地質の観点から想定されたひずみ集中帯(大竹ほか編, 2002より)
- 測地学的ひずみ集中帯 : 下記のGPS観測により想定されたひずみ集中帯
 - ・GPSひずみ集中帯 : 最大せん断ひずみ0.07ppm/年以上の地域(大竹ほか編, 2002より)
 - ・GPS E-W : 東西短縮ひずみ(Miura et al., 2004)が大きい領域



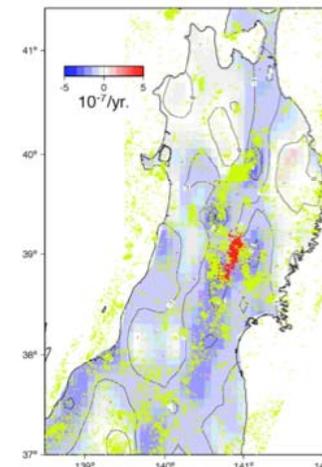
ひずみ集中帯等分布図(産業技術総合研究所, 2009に加筆)

2003年の宮城県北部地震, 2004年新潟県中越地震, 2007年新潟県中越沖地震, 2008年岩手・宮城内陸地震は, いずれも地質学的なひずみの集中域と測地学的なひずみの集中域が重なっているところで発生.

The 2003 Miyagiken-Hokubu, 2004 Chuetsu, 2007 Chuetsu-oki, and 2008 Iwate-Miyagi earthquakes occurred in areas where two types of high strain areas based on geologic structure and geodetic data are superposed.

(岡村行信)

E-W strain rate (Miura et al., 2004)



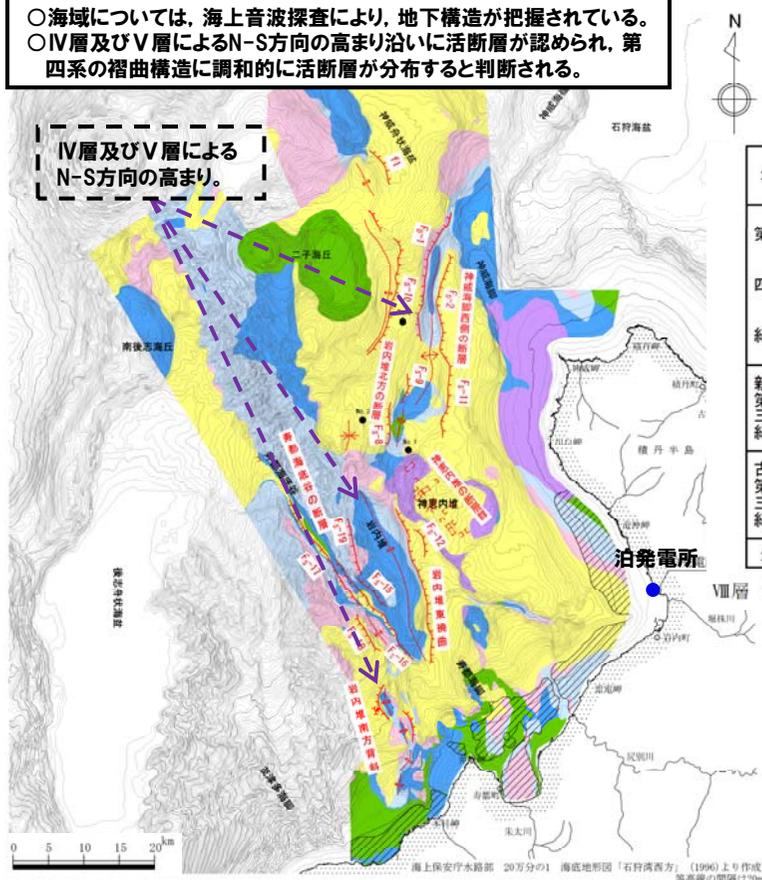
2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

(参考) 敷地周辺・近傍の第四系の分布と褶曲構造

- 敷地周辺の活断層は、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 上記活断層は、陸域では、第四系下部～中部更新統の瀬棚層相当層、海域では、第四系下部～中部更新統のIV層等、広域に分布する第四系の褶曲構造に調和的に分布している。
- 敷地周辺には、活動性評価の指標となる第四系下部～中部更新統の瀬棚層相当層、段丘堆積物等が、広く分布している。

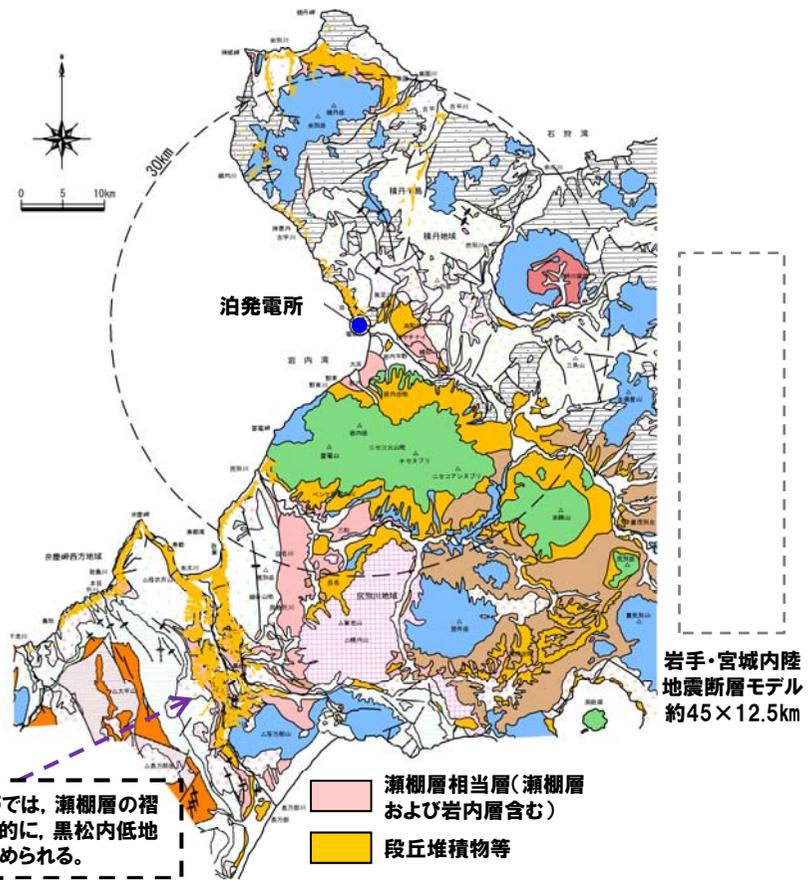
○海域については、海上音波探査により、地下構造が把握されている。
 ○IV層及びV層によるN-S方向の高まりが認められ、第四系の褶曲構造に調和的に活断層が分布すると判断される。

IV層及びV層によるN-S方向の高まり。



敷地前面海域の地質分布と活断層

地質時代		記号	
第四紀	完新世	I	
	更新世	後期	II
		中期	III
		前期	IV
	第三紀	鮮新世	V
		中新世	VI
	古第三紀	漸新世	VI
		始新世	VII
晩新世		VII	
先第三紀		VIII	



黒松内低地帯では、瀬棚層の褶曲構造と調和的に、黒松内低地帯の断層が認められる。

敷地周辺陸域の第四系の分布及び地質構造

岩手・宮城内陸地震断層モデル 約45×12.5km

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴2」に関する比較検討(第四系の堆積層の分布)

岩手・宮城内陸地震 震源域

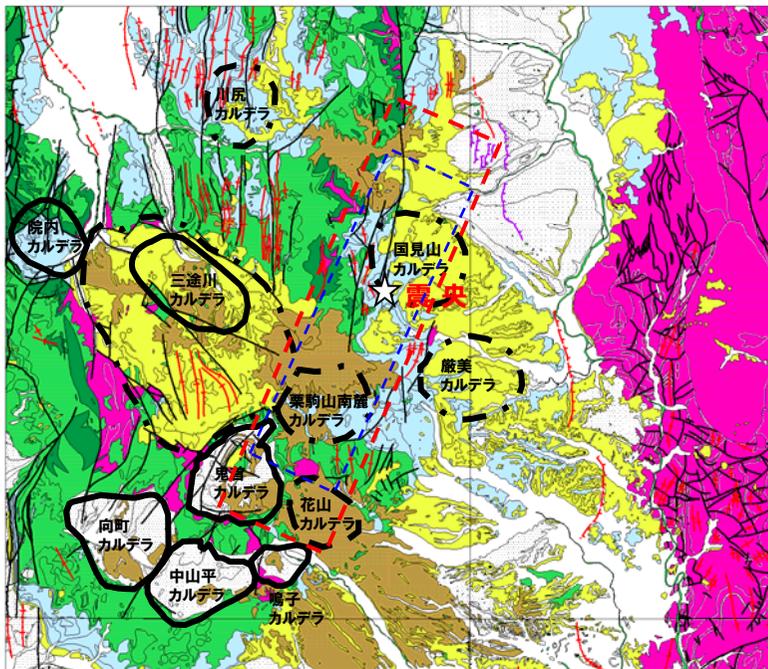
○震源域には、第四系の堆積層(堆積岩等)がわずかに分布する。

敷地周辺・近傍

○敷地近傍には、第四系の堆積層(岩内層・段丘堆積物等)が分布する。
○敷地周辺には、第四系の堆積層(瀬棚層相当層)が広く分布する。

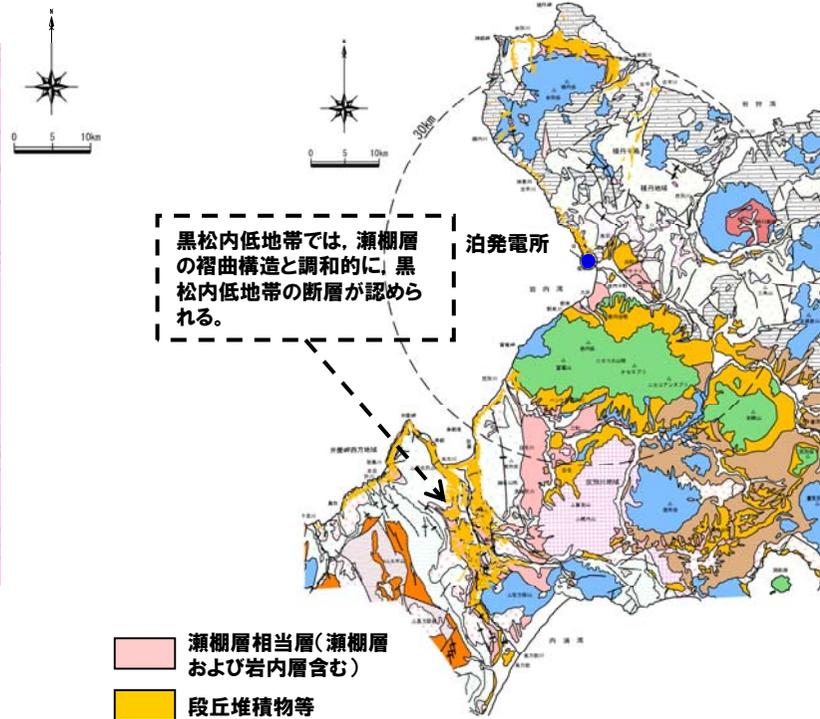


○第四系の褶曲構造を把握可能な堆積層の分布状況に差異が認められる。



引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布:吉田ほか(2005)の重力図を基に修正

震源域周辺の広域地質図

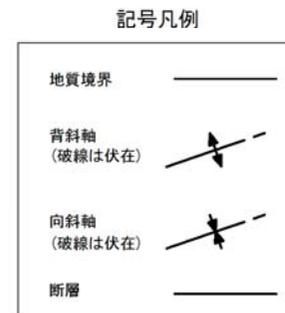
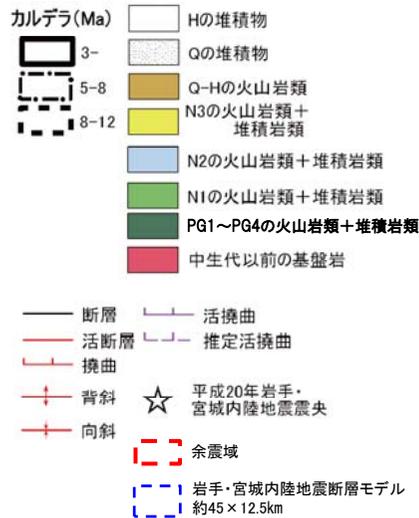


敷地周辺陸域の第四系の分布及び地質構造

岩手・宮城内陸地震断層モデル
約45×12.5km

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

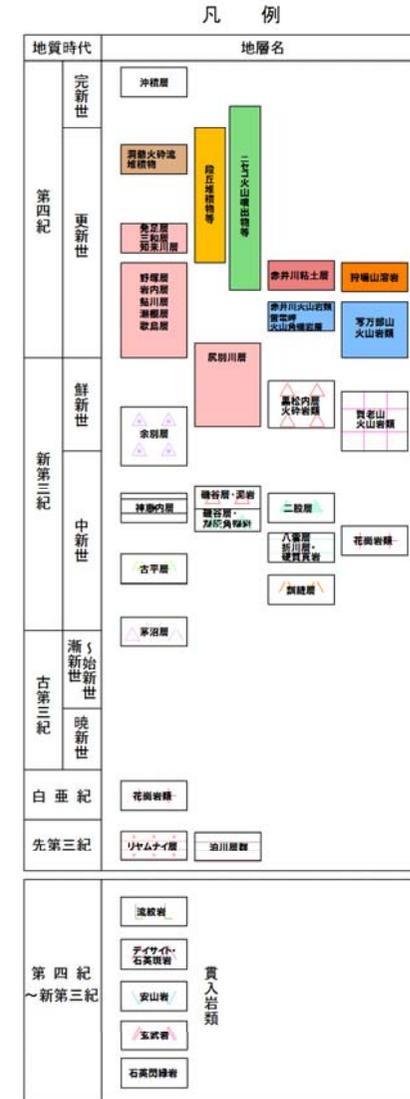
「震源域周辺の特徴2」に関する比較検討(第四系の堆積層の分布)



※地質年代

PG1~PG4: 漸新世~前期中新世, N1: 前期中新世~中期中新世, N2: 中期中新世~後期中新世
 N3: 後期中新世~鮮新世, Q: 更新世, H: 完新世

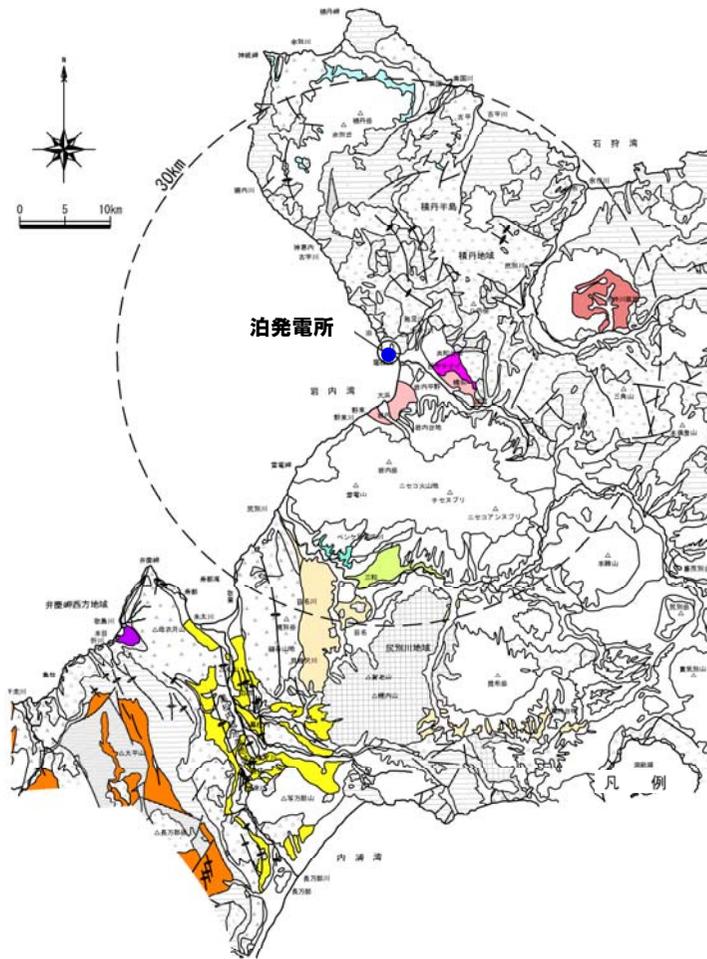
震源域周辺の広域地質図一凡例



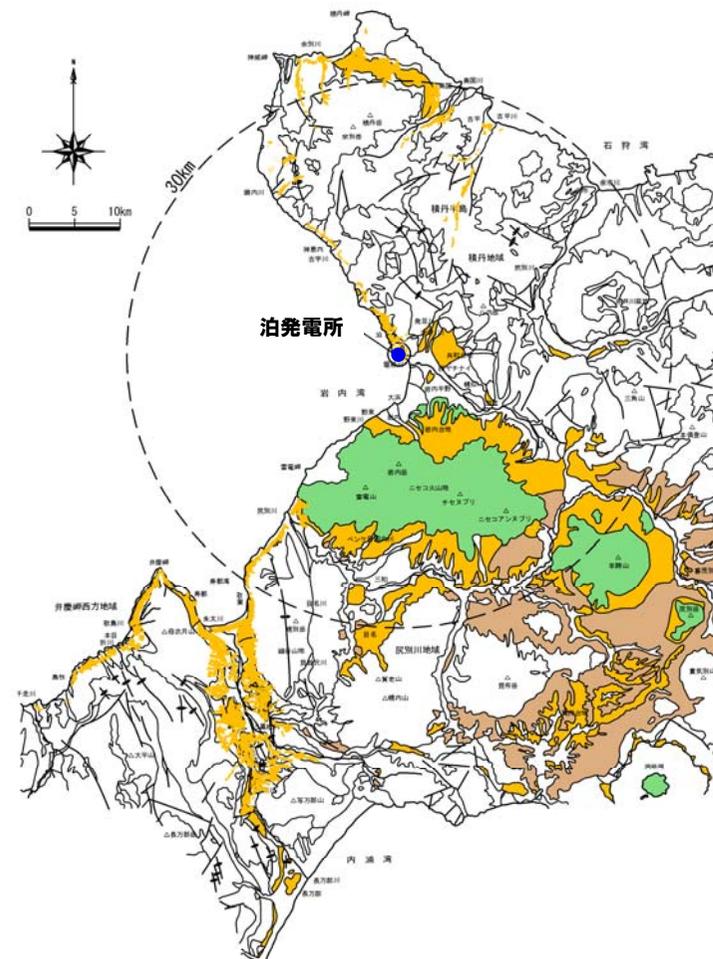
敷地周辺陸域の第四系の分布及び地質構造一凡例

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴2」に関する比較検討(第四系の堆積層の分布)



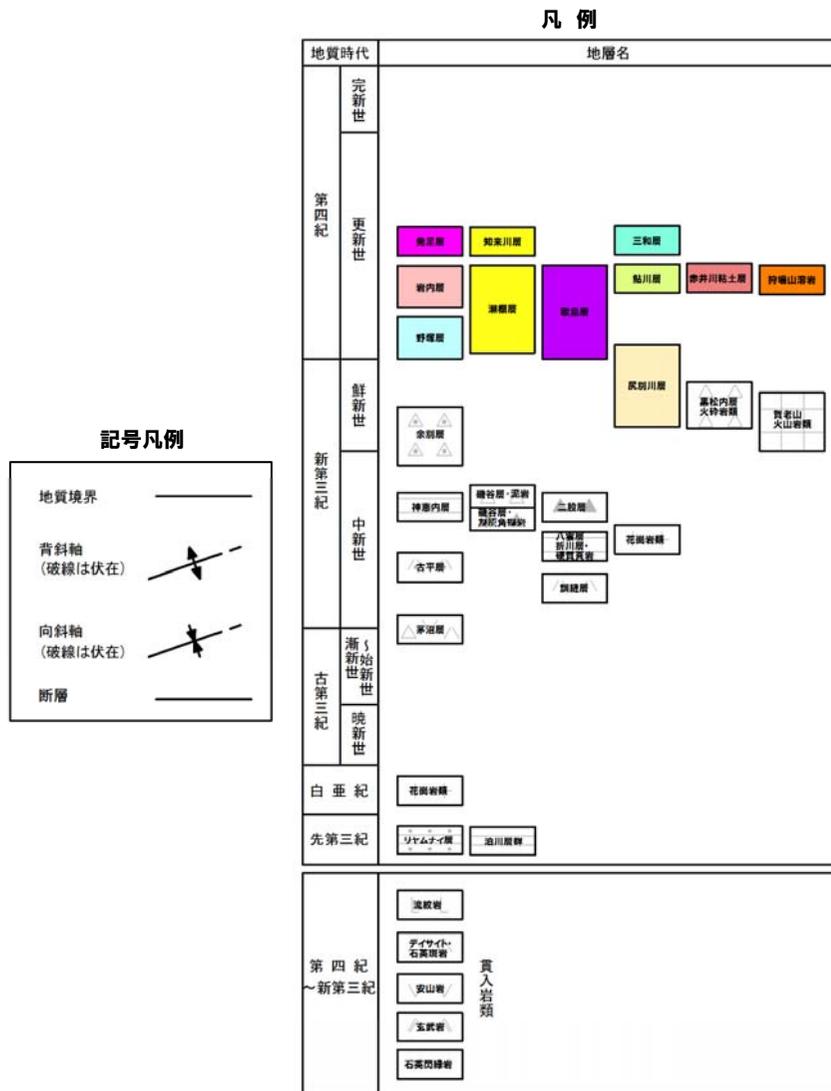
敷地周辺陸域の第四系の堆積層の分布



敷地周辺陸域の段丘堆積物等の分布

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴2」に関する比較検討(第四系の堆積層の分布)



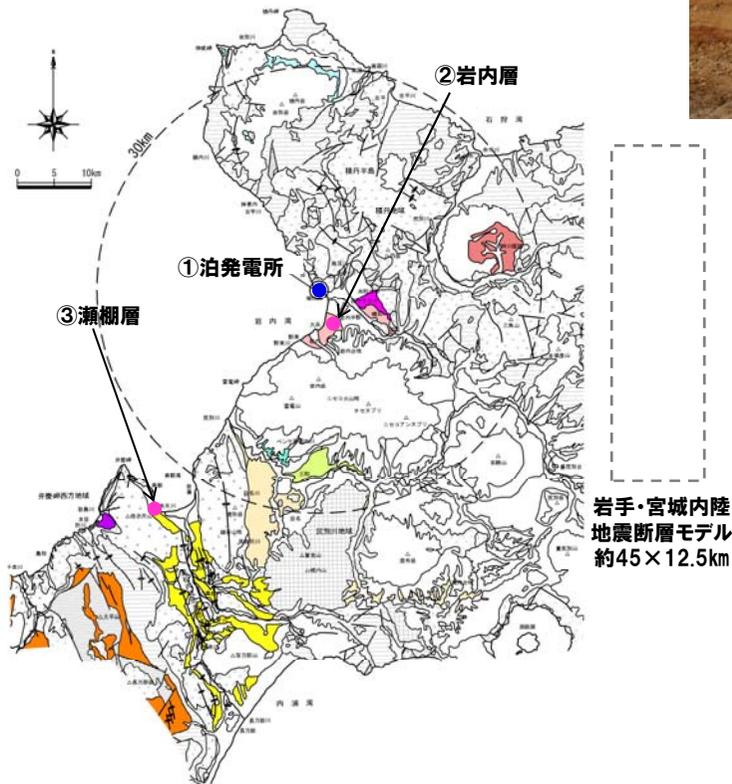
敷地周辺陸域の第四系の堆積層の分布—凡例

敷地周辺陸域の段丘堆積物等の分布—凡例

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴2」に関する比較検討(第四系の堆積層の分布)

露頭写真(瀬棚層・岩内層)



露頭写真位置図



① 敷地内の岩内層露頭写真(堆積構造が把握可能)



② 岩内層露頭写真(堆積構造が把握可能)



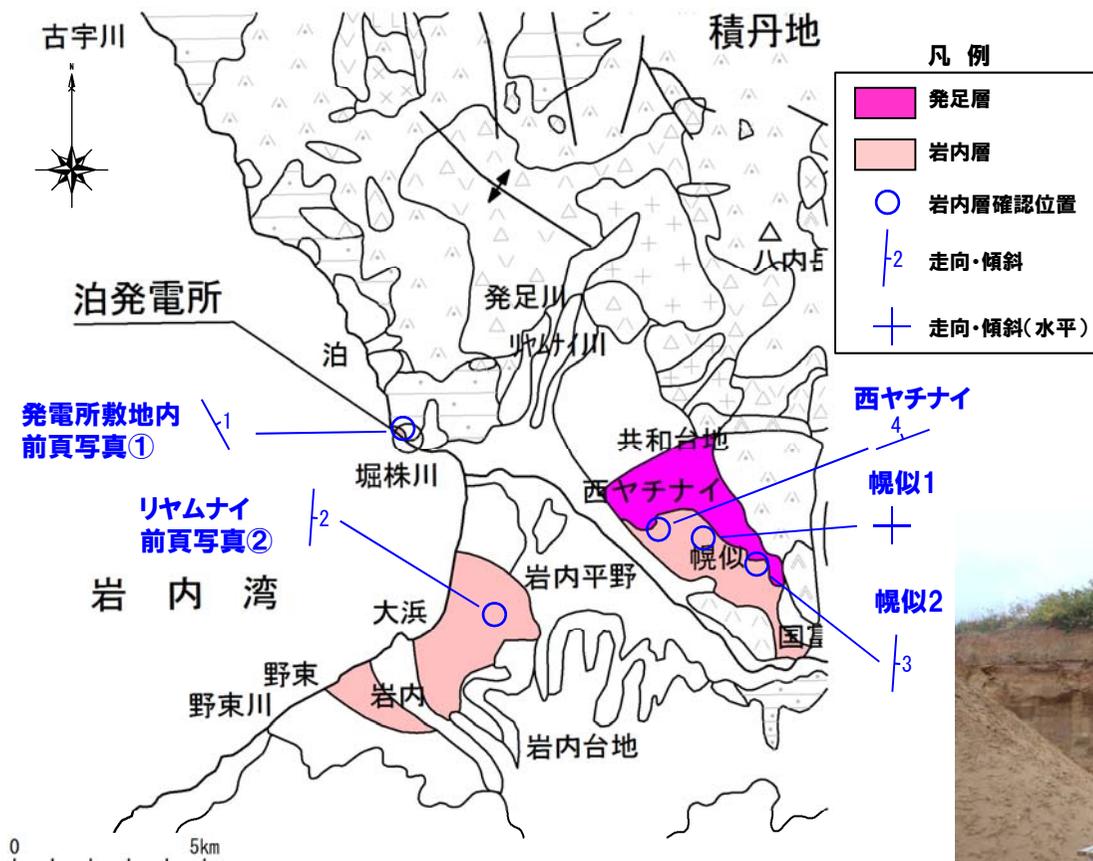
③ 瀬棚層露頭写真(堆積構造が把握可能)

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴2」に関する比較検討(第四系の堆積層の分布)

岩内層の地質構造

○岩内層は、分布域で広範囲に露頭で確認できる。
○確認した傾斜はほぼ水平であり、地質構造に系統性や褶曲を示唆するようなものは認められない。



岩内層の走向・傾斜

地点名	走向・傾斜
敷地内	N29W/1E
リヤムナイ	N4E/2E
西ヤチナイ	N70E/4W
幌似1	水平
幌似2	N4E/3E

岩内層の確認位置



露頭全体



露頭状況

西ヤチナイ露頭写真

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴3」に関する比較検討(古いカルデラの分布)

岩手・宮城内陸地震 震源域

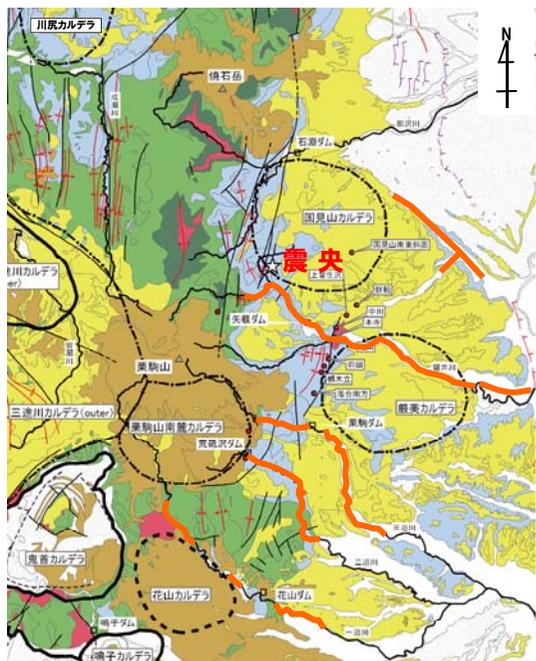
○震源域には、古いカルデラの密集(10か所)が認められる。

敷地周辺・近傍

○敷地近傍には、古いカルデラは認められない。
○敷地周辺には、赤井川にカルデラ様の地形が認められるが、敷地から約23km離れており、カルデラの密集は認められない。



○古いカルデラの密集度合及びそれに関連する崩壊堆積物等の分布状況に差異が認められる。
○第四系の褶曲構造の連続性把握に関わる地形の明瞭度に差異が認められる。

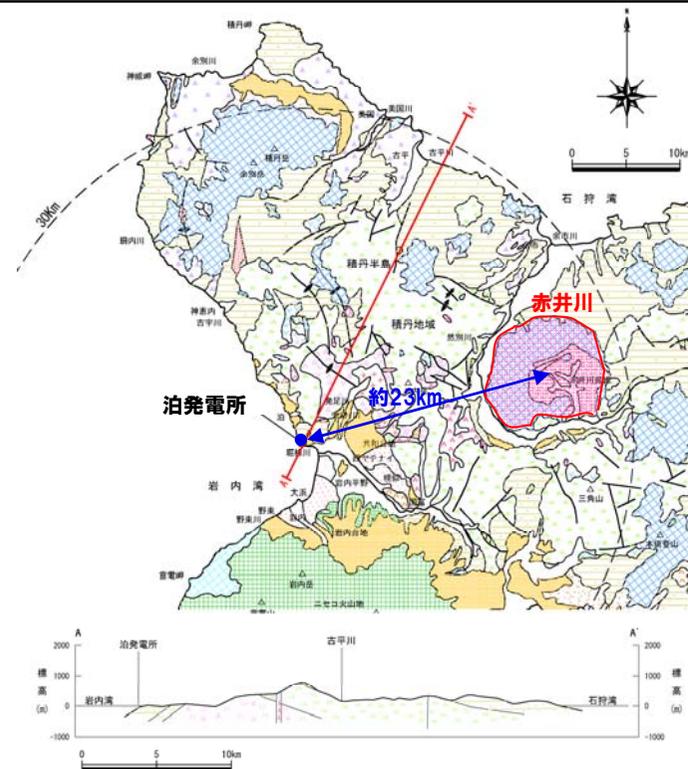


河成段丘面

河川沿いの一部に認められる

引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布:吉田ほか(2005)の重力図を基に修正

震源域周辺の広域地質図



岩手・宮城内陸地震断層モデル
約45×12.5km

泊発電所周辺の地質図

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴3」に関する比較検討(大規模地すべりの分布)

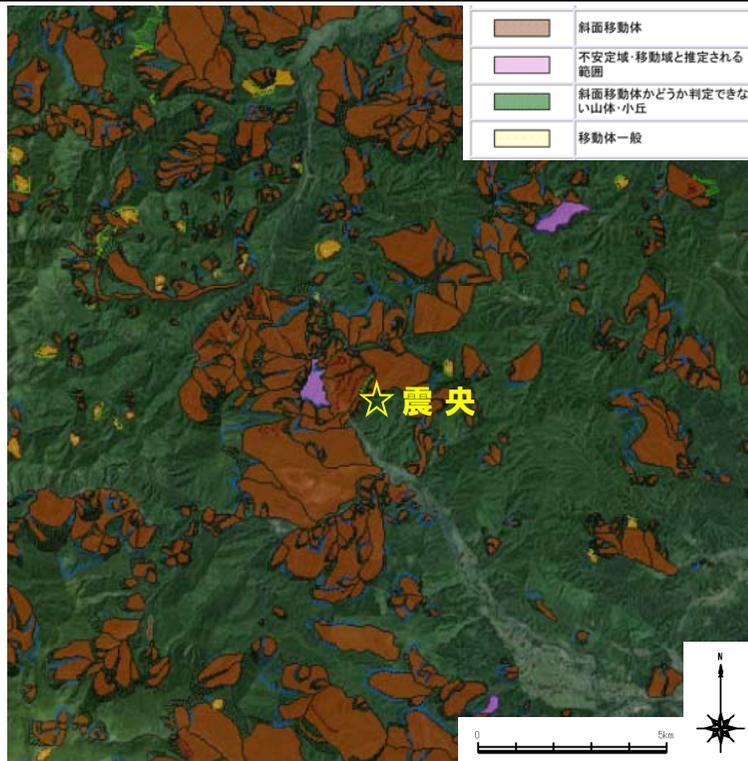
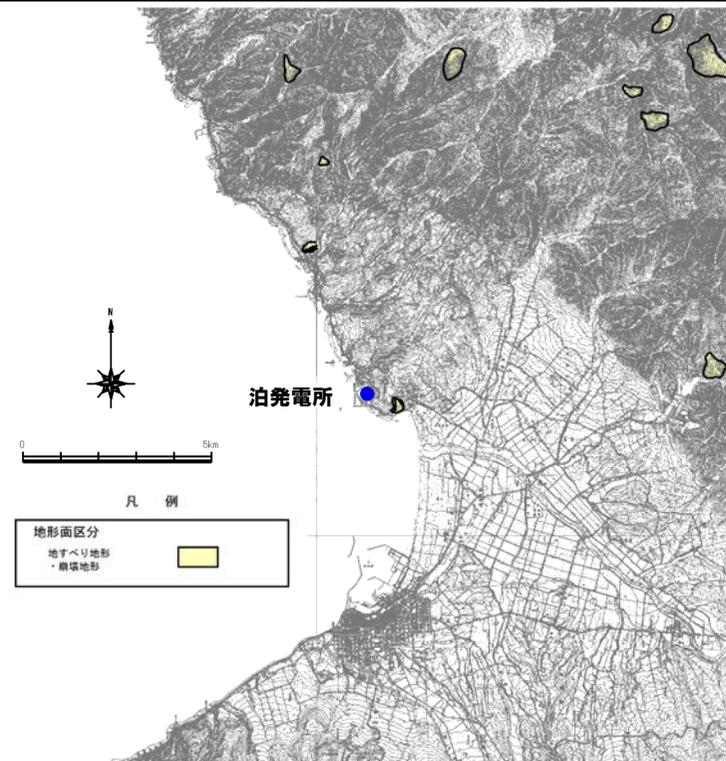
岩手・宮城内陸地震 震源域

- 震源域には、大規模地すべりを含む地すべりが密集している。
- 地すべり面積は1km²当たり約0.2km²の分布で、最大地すべり面積は約3.8km²である。

敷地近傍

- 敷地近傍には、大規模地すべりは分布せず、地すべりの分布もわずかである。
- 地すべり面積は1km²当たり約0.01km²の分布で、最大地すべり面積は約0.8km²である。

- 地すべりの密集度合及び大規模地すべりの分布状況に差異が認められる。
- 第四系の褶曲構造の連続性把握に関わる地形の明瞭度に差異が認められる。

震源域周辺の地すべり分布図(産業総合技術研究所 地質Navi⁽¹²⁾に加筆)

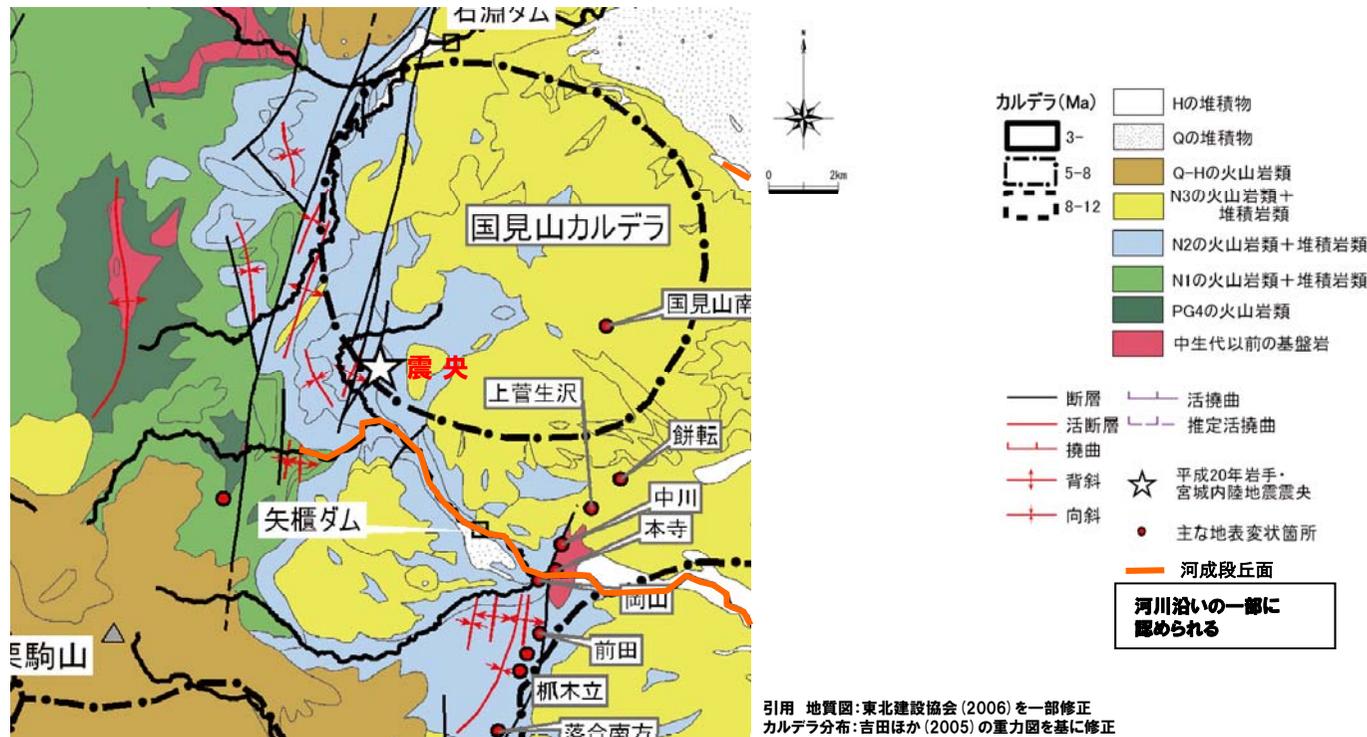
敷地近傍の地すべり分布図

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴4」比較検討(敷地近傍の地形面の発達状況)

岩手・宮城内陸地震 震源域

○震源域近傍には、河成段丘面が河川沿いの一部に認められる程度であり、火山麓扇状地等の変位基準となる地形面の発達が良くない。



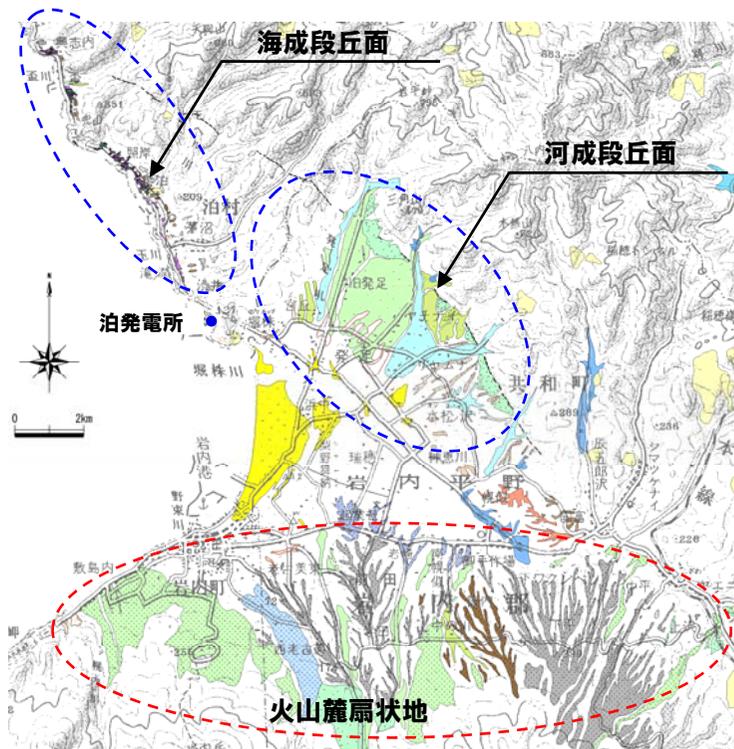
岩手・宮城内陸地震震源域の地形・地質

2.2 泊発電所と震源域の状況に関する比較検討

「震源域周辺の特徴4」に関する比較検討(敷地近傍の地形面の発達状況)

敷地近傍

○敷地近傍には、海成段丘面(Mm1, Hm3等)、河成段丘面(Lf1, Mf2等)、火山麓扇状地(高位、低位等)の変位基準となる地形面が発達している。



敷地近傍の地形分類図

凡 例

変位地形	地形面区分	地形面区分	地形面区分
I	A1段丘面	Mf1段丘面	火山麓扇状地(高位1)
II	L1段丘面	Mf2段丘面	火山麓扇状地(高位2)
III	L2段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(中位)
IV	L3段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
V	L4段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
VI	M1段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
VII	M2段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
VIII	M3段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
IX	M4段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
X	M5段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XI	M6段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XII	M7段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XIII	M8段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XIV	M9段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XV	M10段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XVI	M11段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XVII	M12段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XVIII	M13段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XIX	M14段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XX	M15段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXI	M16段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXII	M17段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXIII	M18段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXIV	M19段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXV	M20段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXVI	M21段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXVII	M22段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXVIII	M23段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXIX	M24段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXX	M25段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXI	M26段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXII	M27段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXIII	M28段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXIV	M29段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXV	M30段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXVI	M31段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXVII	M32段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXVIII	M33段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXIX	M34段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXX	M35段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXI	M36段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXII	M37段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXIII	M38段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXIV	M39段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXV	M40段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXVI	M41段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXVII	M42段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXVIII	M43段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXIX	M44段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXX	M45段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXI	M46段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXII	M47段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXIII	M48段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXIV	M49段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXV	M50段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXVI	M51段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXVII	M52段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXVIII	M53段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXIX	M54段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXX	M55段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXI	M56段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXII	M57段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXIII	M58段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXIV	M59段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXV	M60段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXVI	M61段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXVII	M62段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXVIII	M63段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXIX	M64段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXX	M65段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXI	M66段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXII	M67段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXIII	M68段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXIV	M69段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXV	M70段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXVI	M71段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXVII	M72段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXVIII	M73段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXXIX	M74段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)
XXXXXXX	M75段丘面	河成段丘面	火山麓扇状地(低位)



左図表示範囲

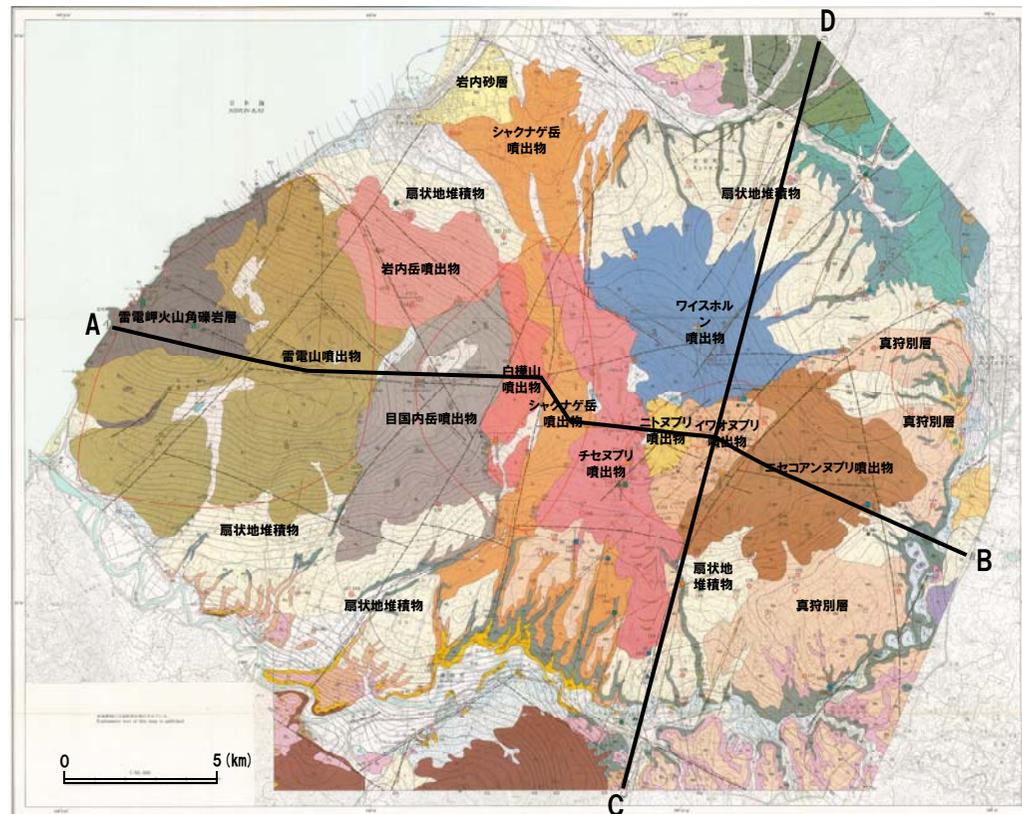
岩手・宮城内陸地震断層モデル約45×12.5km

○変位基準となる地形面の発達状況に差異が認められる。

2.3 ニセコ・雷電火山群付近の地形分類等

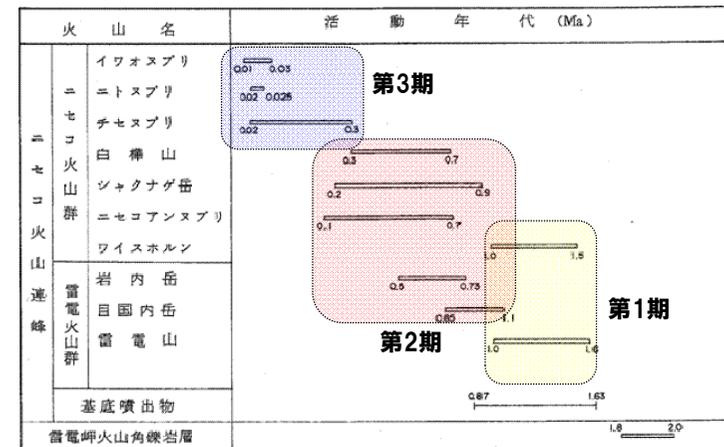
ニセコ・雷電火山群の概要

- NEDO(1986), NEDO(1987)では, ニセコ・雷電火山群の噴出物等の分布が示されており, 活動時期は, 「第1期」, 「第2期」及び「第3期」に分類されている。
 - 第1期 : 雷電山・ワイスホルン
 - 第2期 : 目国内岳・岩内岳・ニセコアンヌプリ・シャクナゲ岳・白樺山
 - 第3期 : チセヌプリ・ニトヌプリ・イワオヌプリ
- 敷地側には, 雷電山, 岩内岳, シャクナゲ岳, ワイスホルンの後期更新世より古い年代の火山噴出物が分布している。



ニセコ地域火山地質図(NEDO, 1987に一部加筆)

ニセコ・雷電火山群の各火山の活動年代 (NEDO, 1986に一部加筆)

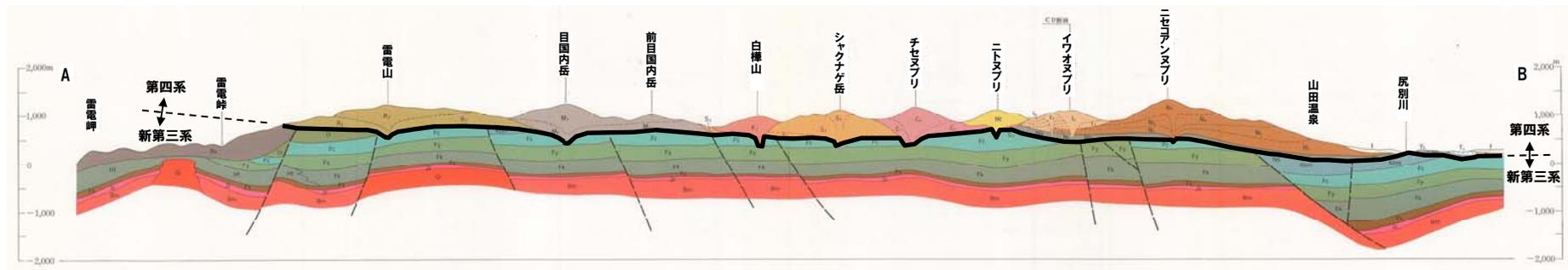


○ニセコ・雷電火山群の後期更新世以降の活動は第3期の活動に限定され, 現在の活動中心はイワオヌプリである。

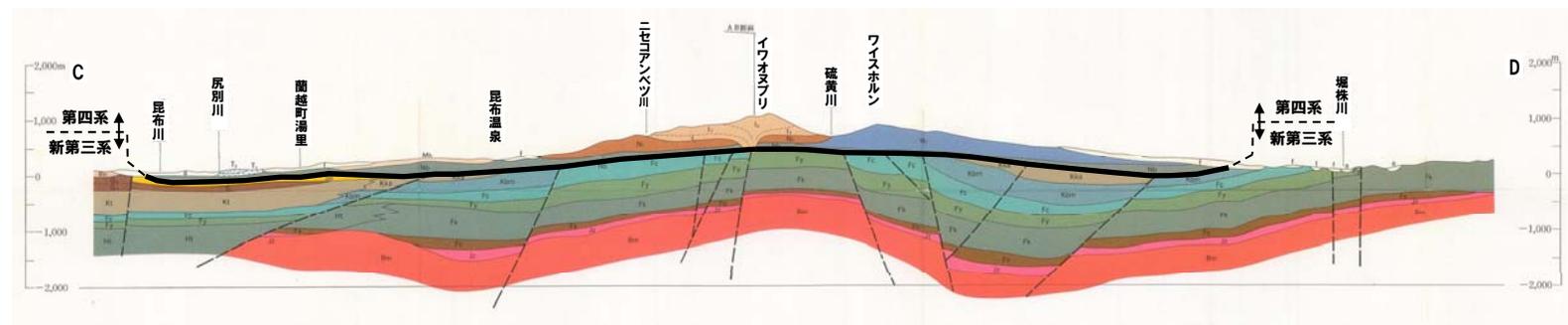
2.3 ニセコ・雷電火山群付近の地形分類等

ニセコ・雷電火山群の概要

- 当地域では、新第三系の地層を第四系更新統の各火山噴出物(溶岩流等)が覆っている。
- 山体部には溶岩流等により形成された地形が分布し、山麓部には火山麓扇状地等が発達していることから、活構造等が存在する場合、変位地形の把握が比較的容易である。
- これらの地形に、断層活動を示唆する変位地形は認められない。



A-B断面

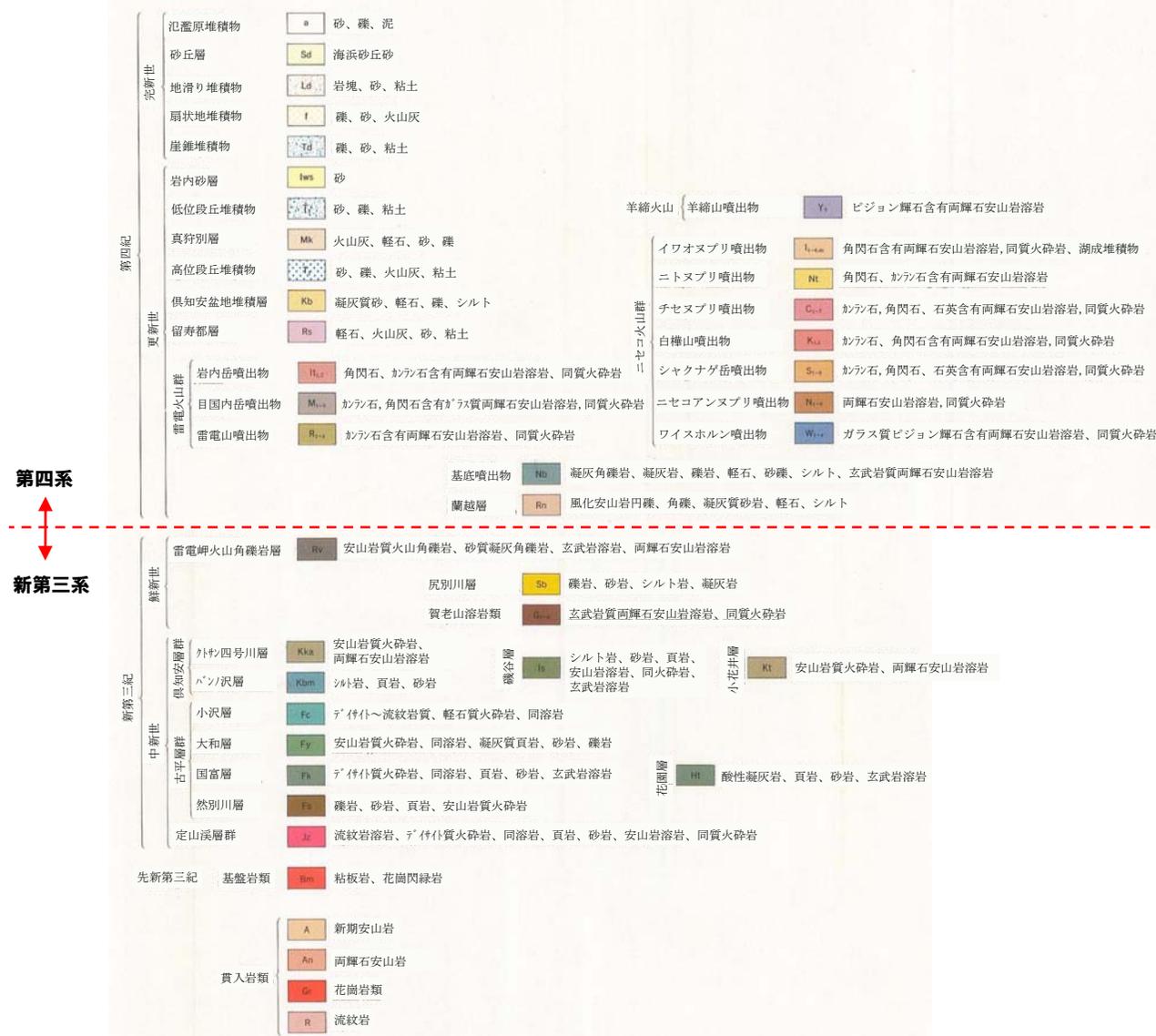


C-D断面

ニセコ地域火山地質断面図(NEDO, 1987に一部加筆)

2.3 ニセコ・雷電火山群付近の地形分類等

ニセコ・雷電火山群の概要



層序表(NEDO, 1987)

2. 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

2.4 評価

敷地周辺・近傍と岩手・宮城内陸地震震源域との比較・評価

項目		岩手・宮城内陸地震 震源域	敷地周辺・近傍
当該地域の活断層の特徴 地震地体構造区分		<ul style="list-style-type: none"> ●東西圧縮応力による逆断層 ●東北日本弧内帯に位置し、最大期待地震規模$M_{max}=7\frac{1}{2}$とされている。 	
地勢・ひずみ集中帯 活断層の分布	地勢	●震源域は山間部に位置し、変位基準となる地形面の発達が良くない。	○敷地は沿岸部に位置し、敷地近傍には変位基準となる地形面が発達する。
	ひずみ集中帯	●震源域は、地質学的ひずみ集中帯及び測地学的ひずみ集中帯に位置する。	○敷地近傍は、地質学的ひずみ集中帯及び測地学的ひずみ集中帯は認められない。 ○敷地周辺には、地質学的ひずみ集中帯が分布する。
	活断層	<ul style="list-style-type: none"> ●震源域には、褶曲構造の密集が断続的に認められる。 ●震源域の北方に、北上西縁断層帯が認められる。 	○敷地近傍には、褶曲構造の密集及び活断層の分布は認められない。 ○敷地周辺には、地質学的ひずみ集中帯の分布に対応して、第四系の褶曲構造が断続的に分布し、それと調和的に分布する黒松内低地帯の活断層群や海域の活断層群が認められ、これらは、震源として考慮する活断層として適切に評価している。
活断層の評価に関連する 地形・地質の状況	第四系の地層の分布状況	●震源域には、第四系の堆積層等がわずかに分布する。	○敷地近傍及び周辺には、第四系の堆積層等が広く分布する。
	古いカルデラの密集	●震源域には、古いカルデラの密集が認められる。	○敷地近傍には、古いカルデラは認められない。 ○敷地周辺には、赤井川にカルデラ様の地形が認められるが、古いカルデラの密集は認められない。
	大規模地すべりの分布	●震源域には、大規模地すべりを含む地すべりが密集している。	○敷地近傍には、大規模地すべりは分布せず、地すべりの分布もわずかである。
	地下構造の把握の有無	●山間部のため、地下構造を連続して把握しにくい。	○海域では、海上音波探査により地下構造が連続して把握されている。
	地形面の発達状況	●震源域近傍には、河成段丘が一部認められる程度であり、変位基準となる地形面の発達が良くない。	○敷地近傍には、変位基準となる海成段丘面、河成段丘面、火山麓扇状地等の変位基準となる地形面が発達している。
	火山地形の状況	●震源域には、火山麓扇状地等の変位基準となる地形面の発達が良くない。	○敷地近傍には、後期更新世以前の火山噴出物(溶岩流等)や火山麓扇状地(高位、低位等)の変位基準となる地形面が発達している。
まとめ	●褶曲構造の分布・連続性の把握及び断層の活動性の評価が困難。	○褶曲構造の分布・連続性の把握及び断層の活動性の評価が比較的容易。	

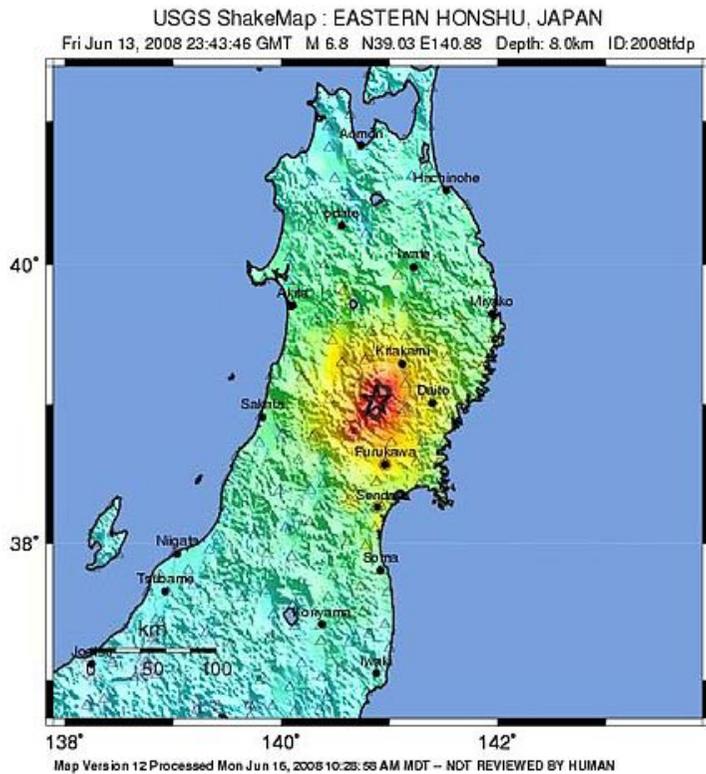


○敷地近傍・周辺においては、背景とする地形、地質・地質構造等から、岩手・宮城内陸地震の震源域と同様な条件の地域ではないと判断されることから、観測記録収集対象外とする。

(参 考 资 料)

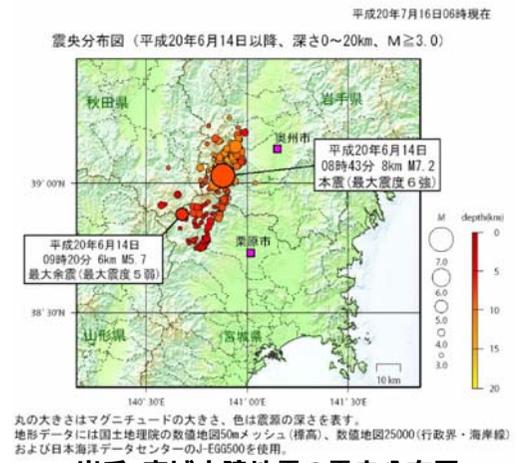
2008年岩手・宮城内陸地震について(概要)

- 岩手・宮城内陸地震は、2008年6月14日に岩手県内陸南部の奥羽山地東縁で発生した地震で、震央の深さ8km、規模はMw6.9、最大震度6強とされている。
- この地震は、西北西－東南東方向に圧力軸を持つ西側隆起の逆断層により発生したとされる。

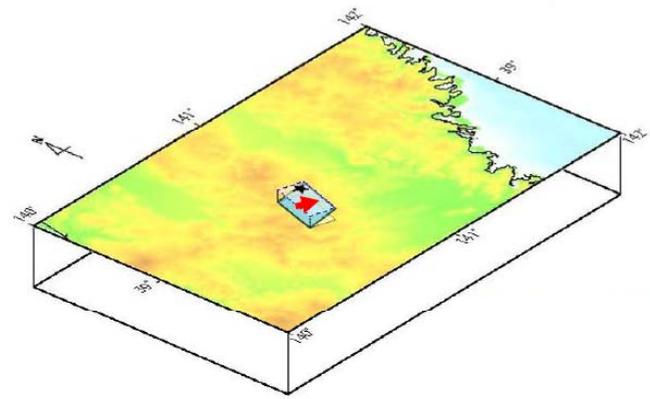
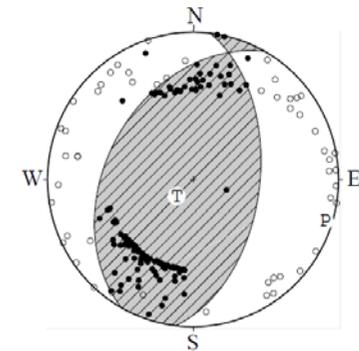


PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-18	18-31	31-60	60-118	>118
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

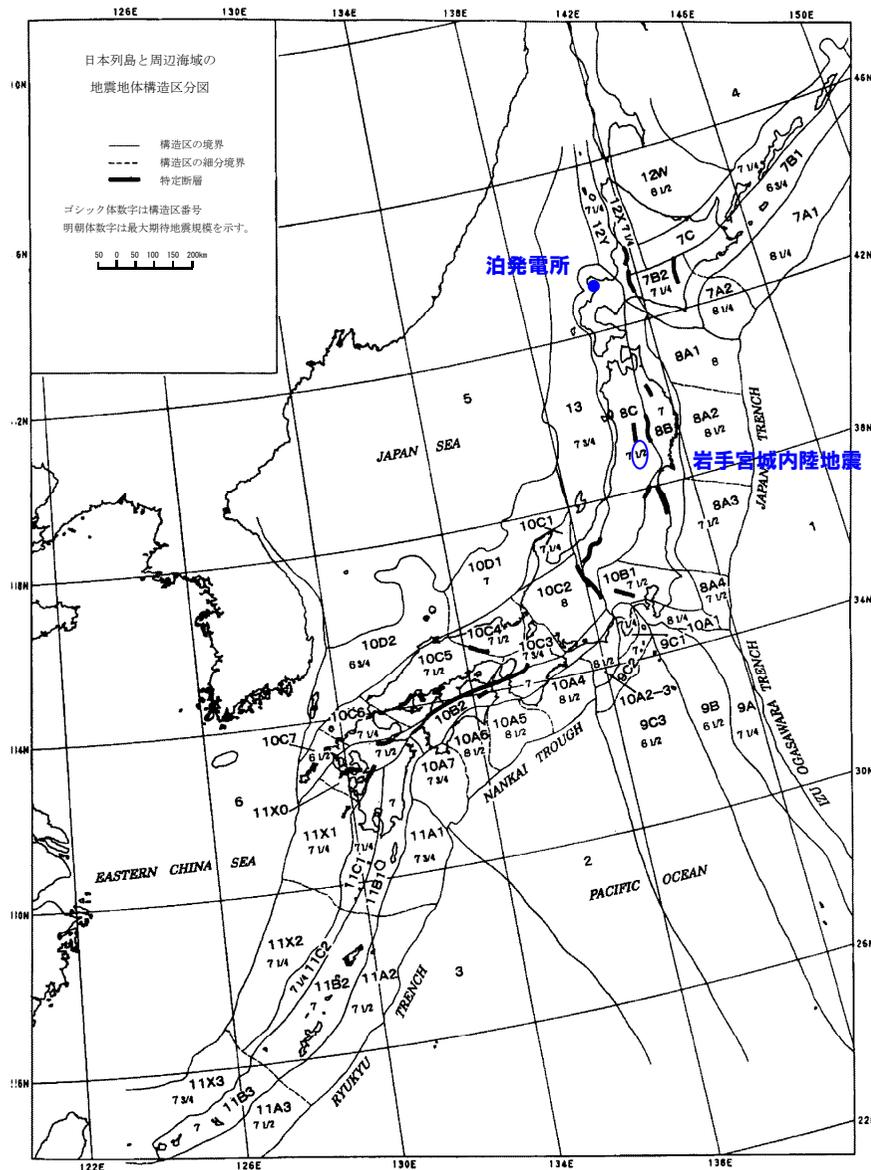
岩手・宮城内陸地震の位置及び震度分布
(USGS, 2008)



岩手・宮城内陸地震の震央分布図
(気象庁,2008)



2008年岩手・宮城内陸地震について(概要)



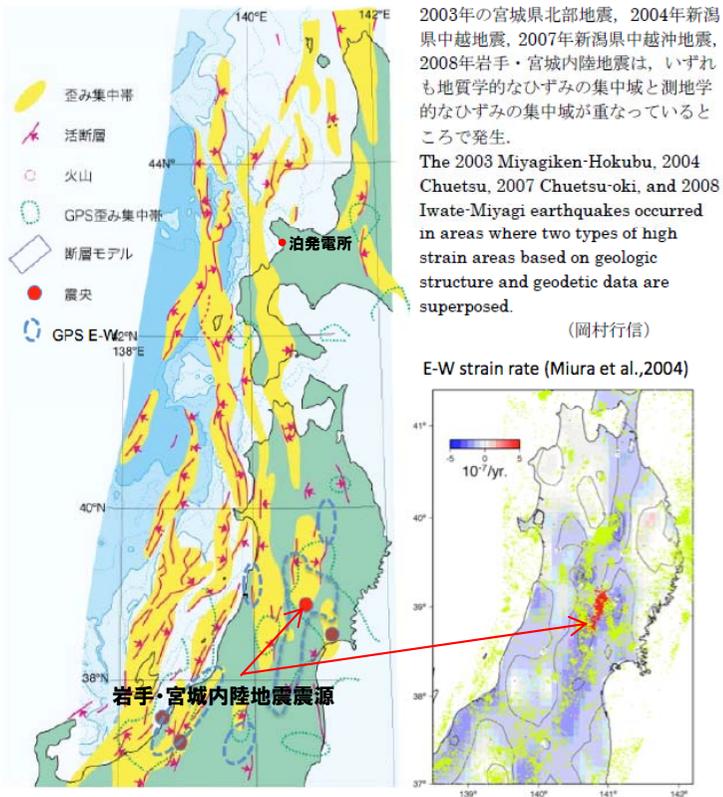
日本列島と周辺海域の地震地体構造区分(垣見ほか, 2003に一部加筆)

○垣見ほか(2003)では、各区の特徴、Mmax、特定断層等の知見に基づき、地震活動と活断層分布の関係などを考慮した地震地体構造区分図を作成している。

○岩手・宮城内陸地震震源域と泊発電所周辺は、東北日本弧のうち「東北日本弧内帯(8C)」に区分され、最大期待地震規模Mmax=7 1/2とされている。

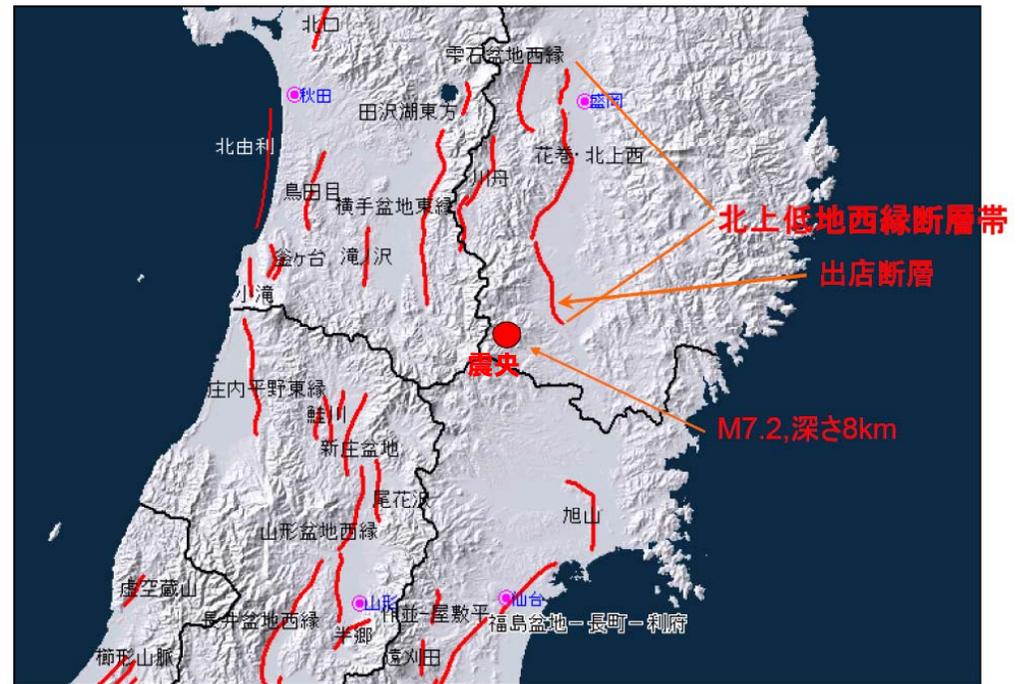
2008年岩手・宮城内陸地震について(概要)

- 東北日本弧の第四紀テクトニクスは、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 産業技術総合研究所(2009)では、岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中帯と、測地学的ひずみ集中帯の重なったところで発生しているとしている。
- 震源付近には、文献に活断層の記載はないが、北方に北上低地西縁断層帯等が分布する。



東大出版会 (2002) 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」を簡略化。

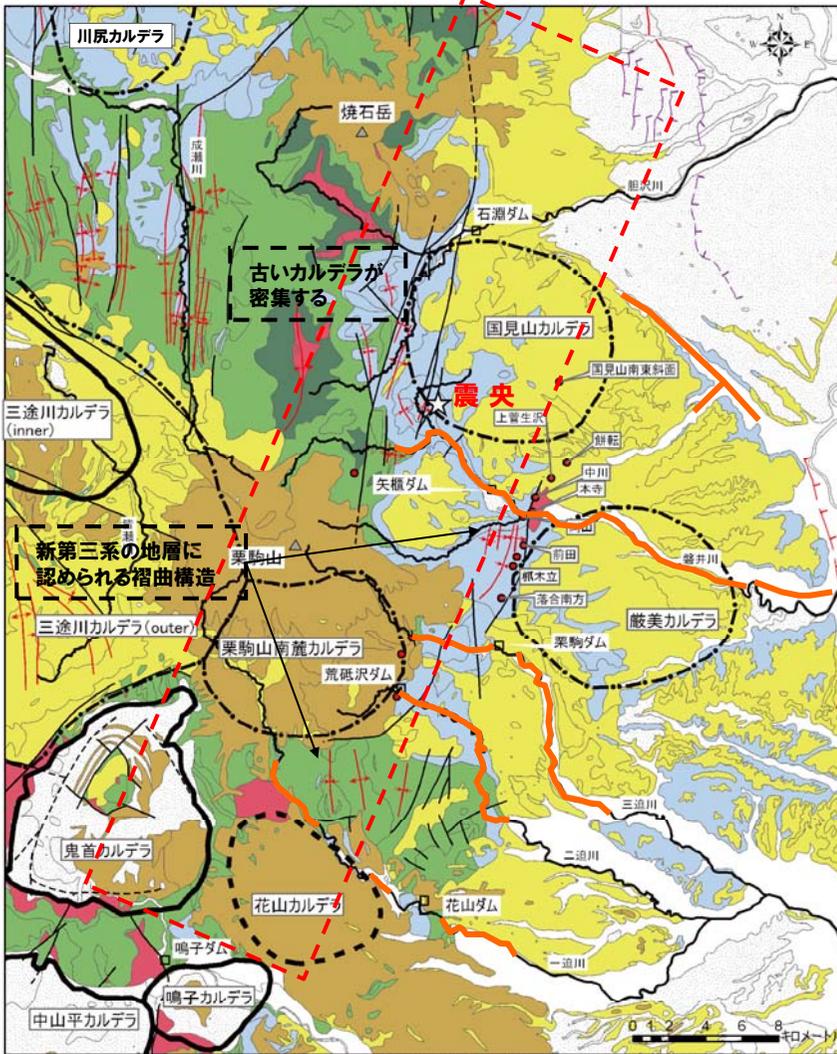
ひずみ集中帯等分布図
(産業技術総合研究所, 2009に加筆)



— 活断層

震源周辺の活断層等
(震基11-2-2に加筆)

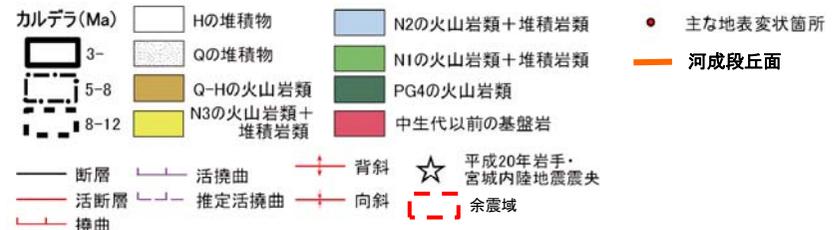
2008年岩手・宮城内陸地震について(まとめ)



震源域周辺の広域地質図

- 岩手・宮城内陸地震は、岩手県内陸南部の奥羽山地東縁で発生した地震で、西北西－東南東方向に圧力軸をもつ西側隆起の逆断層により発生したとされる。
- 東北日本弧の第四紀テクトニクスは、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 震源域周辺は、ひずみ集中帯に位置する。また、地形面の発達が良くない山間部に位置しており、断層等の後期更新世以降の活動性評価が困難。
- 震源域周辺では、第四系の地層(堆積層、段丘堆積物等)の分布する範囲が限定され、地質調査による褶曲構造の分布の把握が困難。
- 震源域周辺では、古いカルデラの密集や大規模地すべりが認められ、地形が不明瞭になることから褶曲構造の連続性の把握が困難。
- 震源域周辺では、変位基準となる地形面の発達が悪く、第四系の地層が分布する範囲が限定されることから、活動時期に関する情報が少なく、断層等の後期更新世以降の活動性評価が困難。

褶曲構造の分布・連続性の把握及び断層の活動性評価が困難。



※地質年代
PG4:漸新世～前期中新世, N1:前期中新世～中期中新世, N2:中期中新世～後期中新世
N3:後期中新世～鮮新世, Q:更新世, H:完新世

参 考 文 献

- (1) 気象庁(2008):「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の特集,
http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008_06_14_iwate-miyagi/
- (2) 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003):日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第2輯, 第55巻, pp.389-406.
- (3) 産業技術総合研究所(2009):地質学的歪みと測地学的歪みの集中域と地震との関係, 地震予知連絡会会報, 第81巻, pp98.
- (4) 国土地理院(2009):東北地方の地殻変動, 第179回地震予知連絡会 国土地理院提出資料, 地震予知連絡会報, 第81巻, pp208-263.
- (5) 田力正好・池田安隆・野原壯(2009):河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層, 地震第2輯, 第62巻, pp.1-11.
- (6) 社団法人東北建設協会監修(2006):建設技術者のための東北地方の地質, pp.408.
- (7) 吉田武義・中島淳一・長谷川昭・佐藤比呂志・長橋良隆・木村純一・田中明子・Prima,O.D.A・大口健志(2005):後期新生代, 東北日本弧における火成活動史と地殻・マントル構造, 第四紀研究, 44, 195-216.
- (8) 地震調査研究推進本部(2005):黒松内低地断層帯の長期評価について, 平成17年4月13日, 地震調査研究推進本部 地震調査委員会. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05apr_kuromatsu/index.htm
- (9) 大竹政和・平朝彦・大田陽子編(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
- (10) Satoshi Miura, Toshiya Sato, Akira Hasegawa, Yoko Suwa, Kenji Tachibana and Satoshi Yui (2004) : Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, Earth Planets Space, 56, 1347-1355.
- (11) Sagiya Takeshi, Shin'ichi Miyazaki and Takashi Tada (2000) : Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, Pure appl. geophys. 157, 2303-2322.
- (12) 産業技術総合研究所 地質図Navi : <https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
- (13) 新エネルギー総合開発機構(1986):昭和60年度全国地熱資源総合調査(第2次) 火山性熱水対流系地域タイプ①(ニセコ地域)調査 火山岩分布年代調査報告書 要旨.
- (14) 新エネルギー総合開発機構(1987)⁽²⁾:全国地熱資源総合調査(第2次)火山性熱水対流系地域タイプ①
ニセコ地域火山地質図1:50,000, ニセコ地域地熱地質編図1:100,000 説明書.
- (15) USGS:USGS shake Map : EASTERN HONSHU, JAPAN, Fri Jun 13, 2008 23:43:46 GMT M6.8 .
- (16) 国土地理院(2008):平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動(第2報),
<http://www.gsi.go.jp/johosystem/johosystem60032.html>
- (17) 震基11-2-2:発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる新安全設計基準に関する検討チーム 第11回会合資料, 平成25年4月2日, 原子力規制委員会.