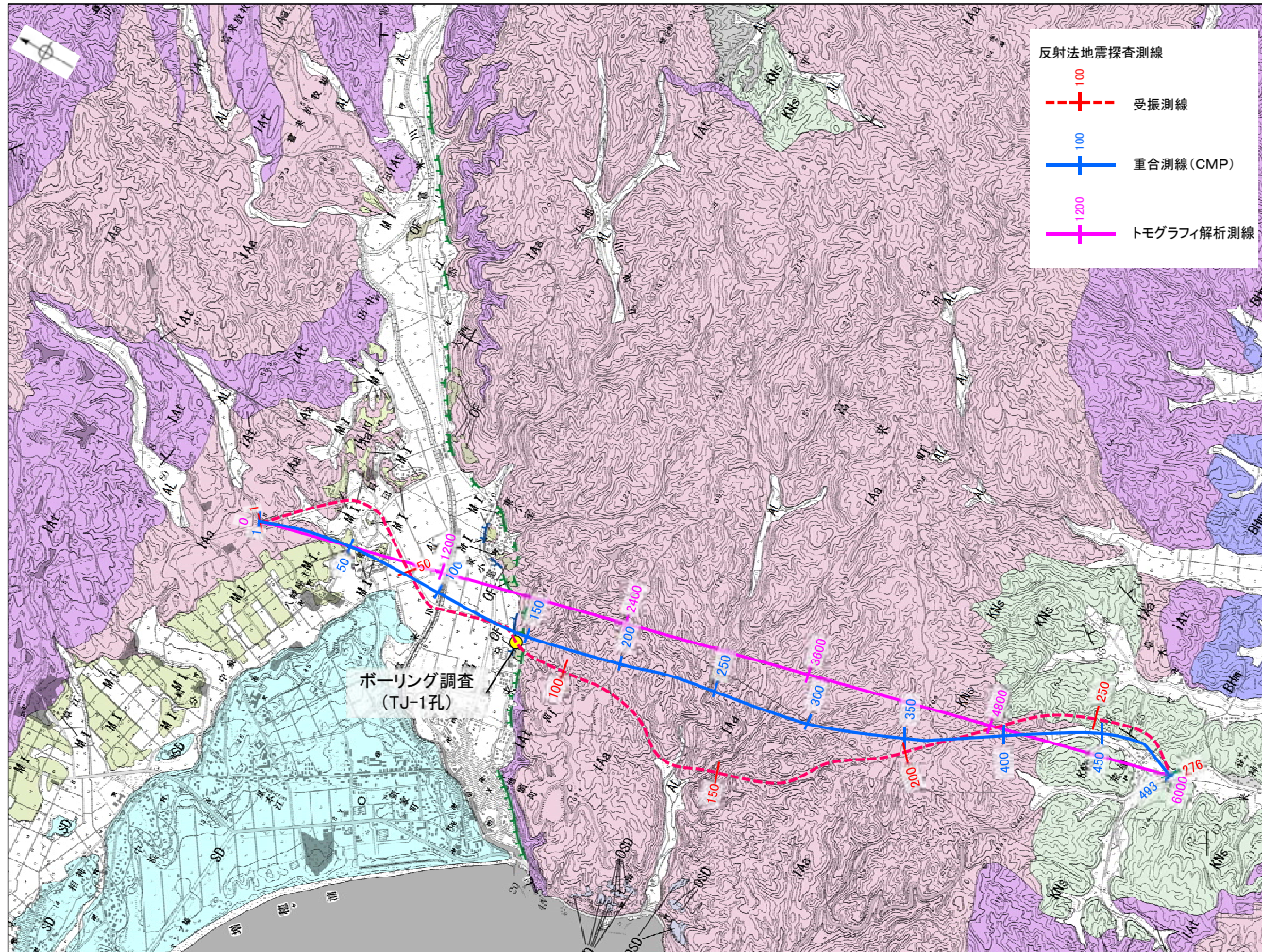


2.4.1.1 (5) 富来川南岸断層の反射法地震探査 — 測線位置図 —

コメントNo.4の回答

○富来川南岸断層の地下構造を確認するため、リニアメント・変動地形にほぼ直交して、反射法地震探査を実施した。



反射法地震探査測線位置図

反射法地震探査仕様

測線長	6.9km
震源	大型パイプロサイス2台 (スイープ数:10回, スイープ周波数:10~70Hz, スイープ長:16s)
発震点間隔	50m
受振器	上下動速度計(SM-24, 固有周波数:10Hz, 3個組)
受振点間隔	25m
記録系	独立型記録システム(RT2)
サンプリング間隔	2ms
記録長	4s
解析CMP間隔	12.5m

地質時代	地層・岩石名
更新世	SD 砂丘砂層
	AL 沖積層
	OF 古期扇状地堆積層
	MI 中位段丘I面堆積層
新第三紀	OSD 古砂丘砂層
	KNs 草木互層
新第三紀	KKc 谷出礫岩層
	IAs 穴水層 安山岩
	IAt 穴水層 安山岩質火砕岩 (凝灰角礫岩)
新第三紀	IAT 穴水層 安山岩質~石英安山岩質火砕岩 (凝灰岩)

【リニアメント・変動地形】

Lo (変動地形である可能性が低い)

Ld (変動地形である可能性は非常に低い)

ケバは低下側を示す。

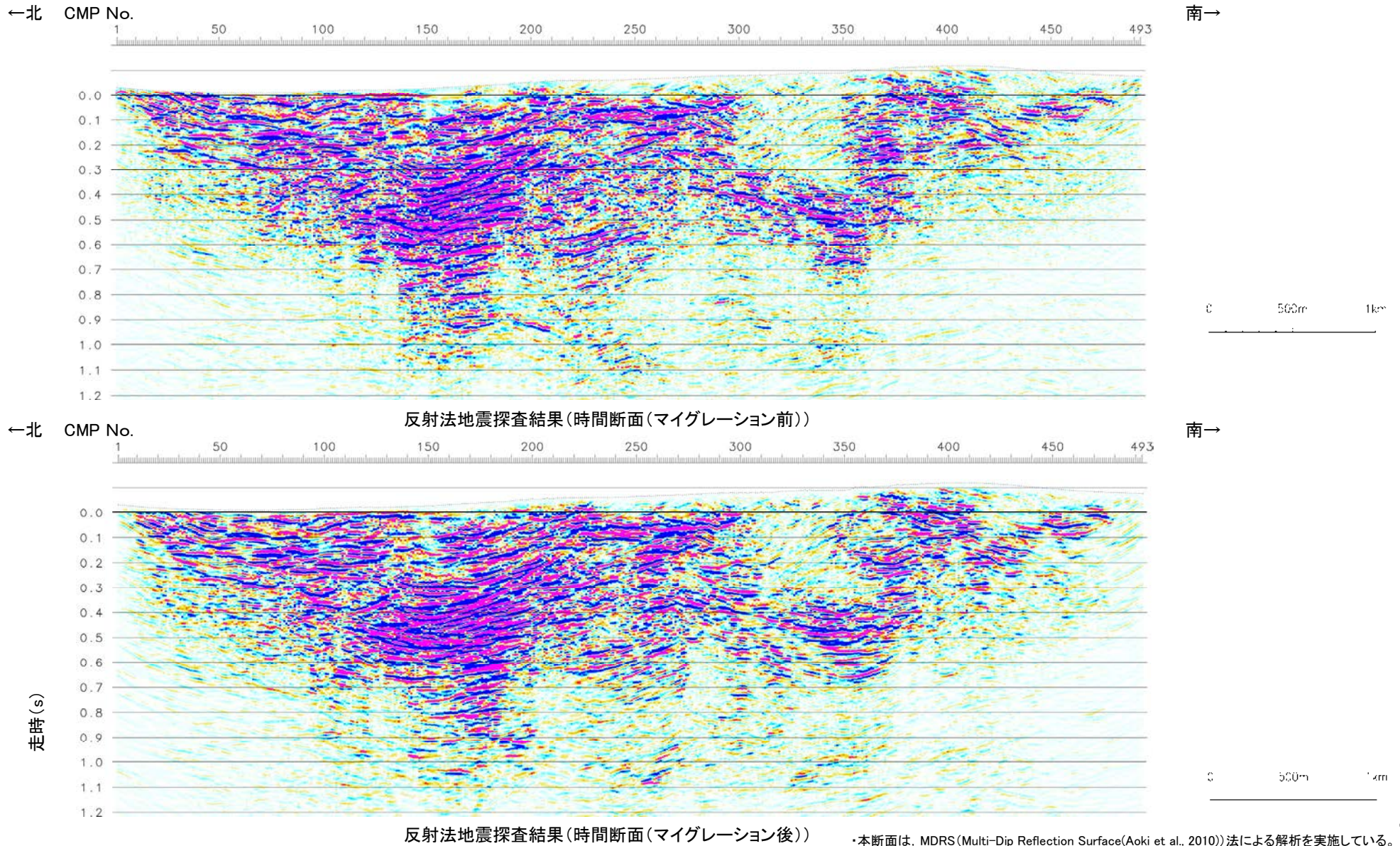


2.4.1.1 (5) 富来川南岸断層の反射法地震探査 — 反射法地震探査結果 —

コメントNo.4の回答

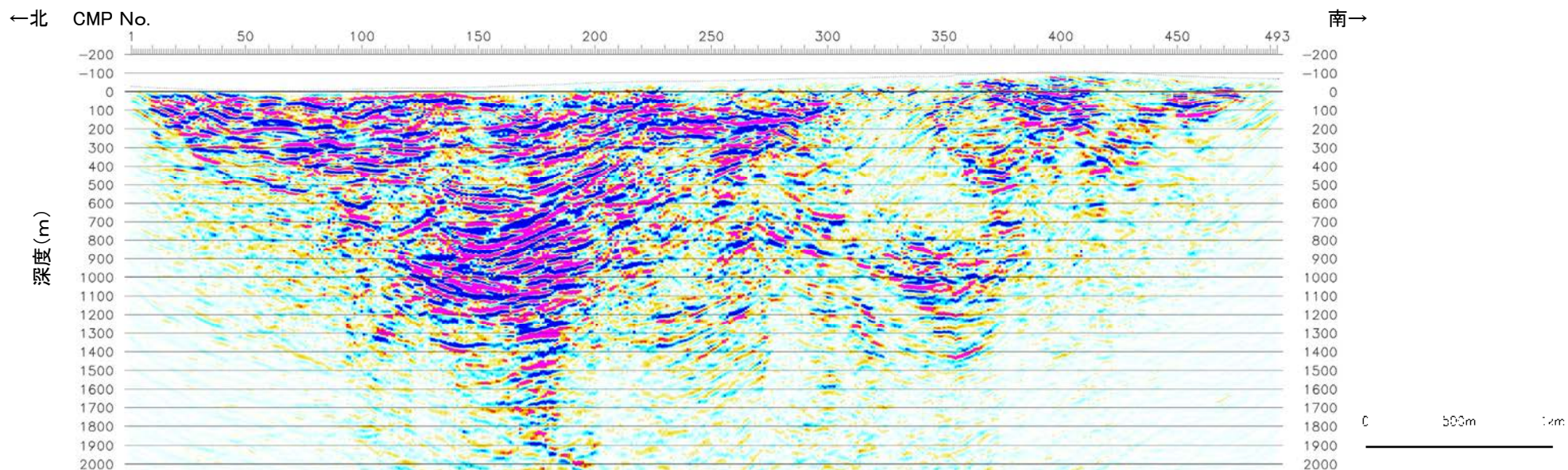
- 反射法地震探査の結果、地表でリニアメント・変動地形が判読された位置(CMP150付近)、及びボーリング調査(TJ-1孔)で深部に断層を確認した位置に、南に約60°(偽傾斜考慮)で傾斜する逆断層が推定された(小林ほか, 2020)。
- なお、トモグラフィ速度分布からも、断層を挟んで速度構造が変化する状況が認められる。

【時間断面(マイグレーション前, 後)(小林ほか, 2020)】

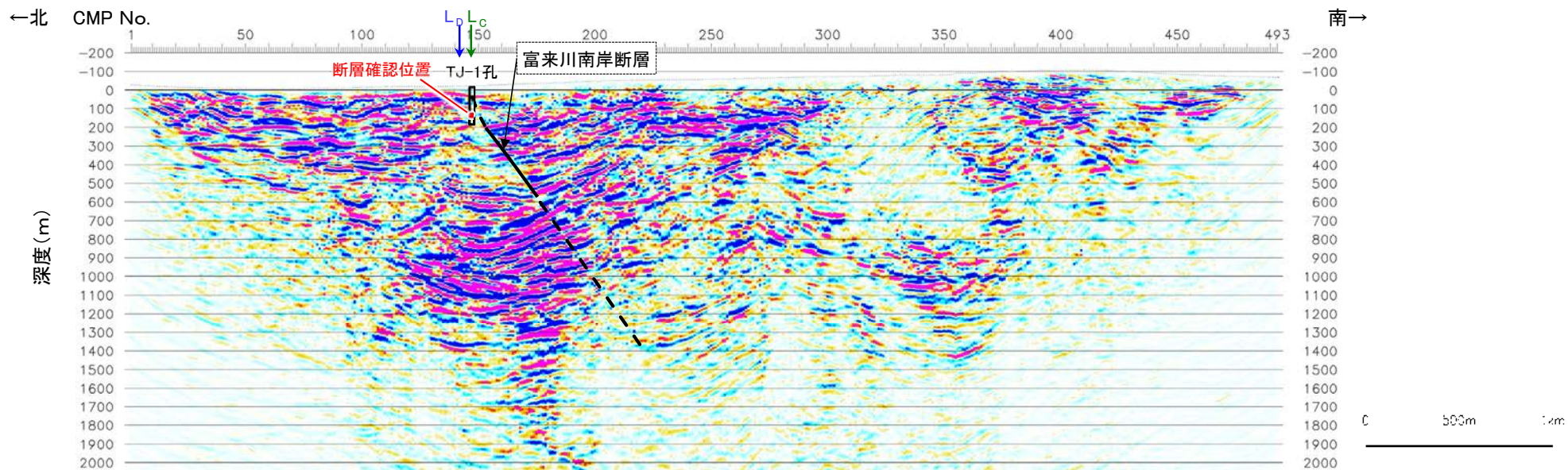


富来川南岸断層

【深度断面(小林ほか, 2020)】



反射法地震探査結果(深度断面)



反射法地震探査結果(深度断面, 解釈線入り)

富来川南岸断層

【トモグラフィ速度分布(小林ほか, 2020)】

地質時代	地層・岩石名
第四紀更新世	SD 砂丘砂層
	AL 沖積層
	OF 古期扇状地堆積層
	MI 中位段丘1面堆積層
新第三紀	OSD 古砂丘砂層
	KNs 草木互層
新第三紀	KKg 谷出礫岩層
	IAa 穴水累層 安山岩
	IAs 穴水累層 安山岩質火砕岩 (凝灰角礫岩)
	IAt 穴水累層 安山岩質~石英安山岩質火砕岩 (凝灰岩)

〔リニアメント・変動地形〕

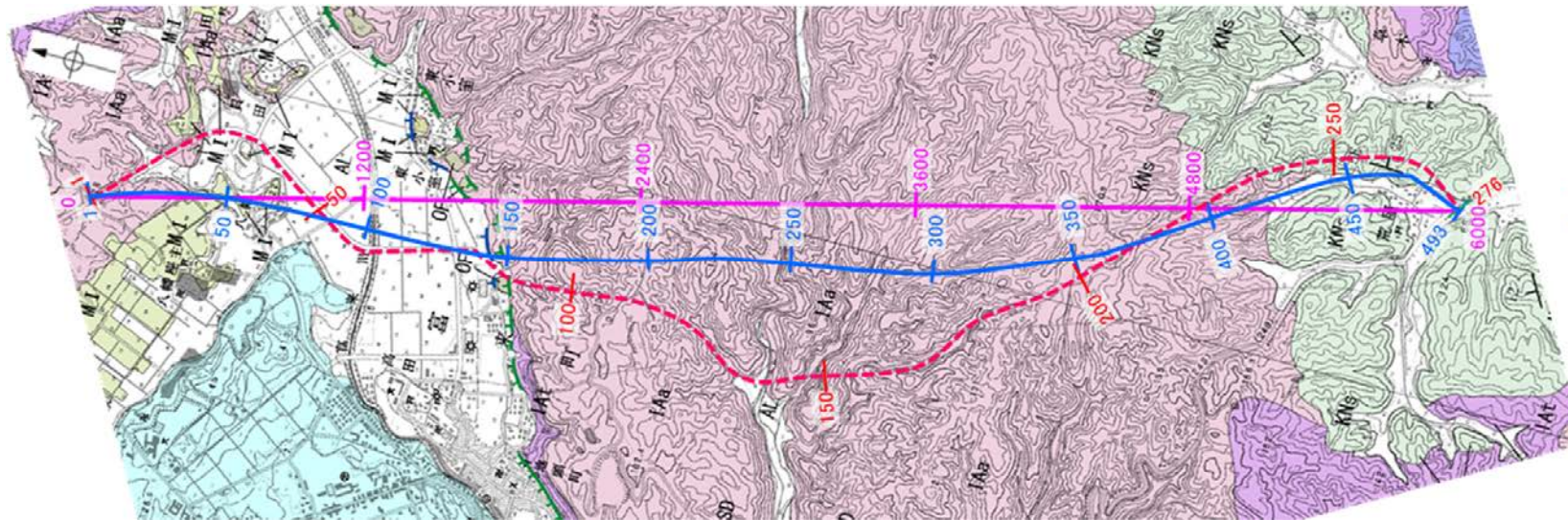
— Lc (変動地形である可能性が低い)

— Ld (変動地形である可能性は非常に低い)

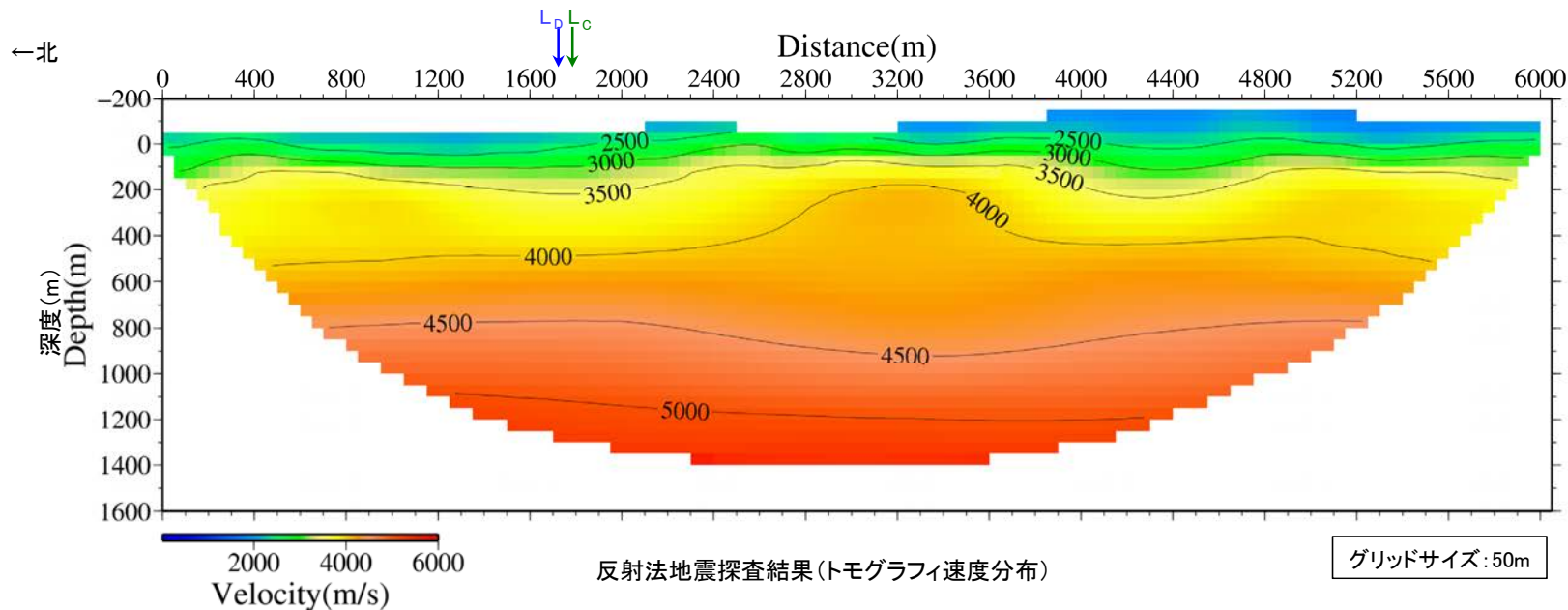
ケバは低下側を示す。

反射法地震探査測線

- 100 受振測線
- 100 重合測線(CMP)
- 1200 トモグラフィ解析測線



反射法地震探査測線位置図



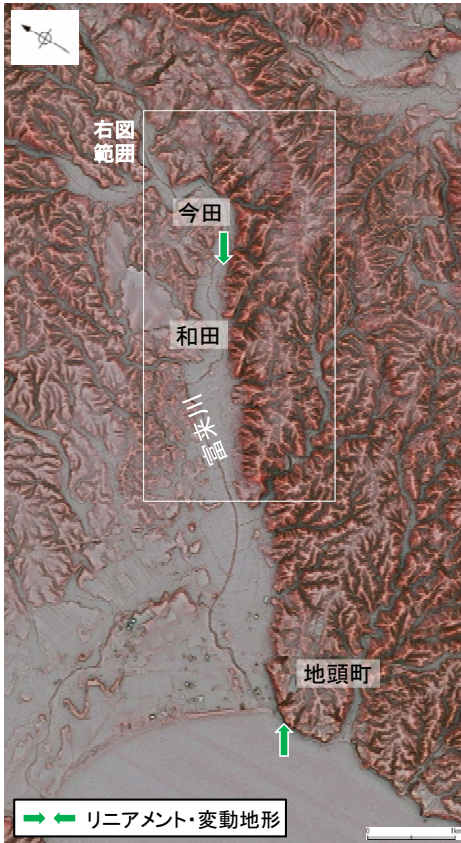
反射法地震探査結果(トモグラフィ速度分布)

グリッドサイズ:50m

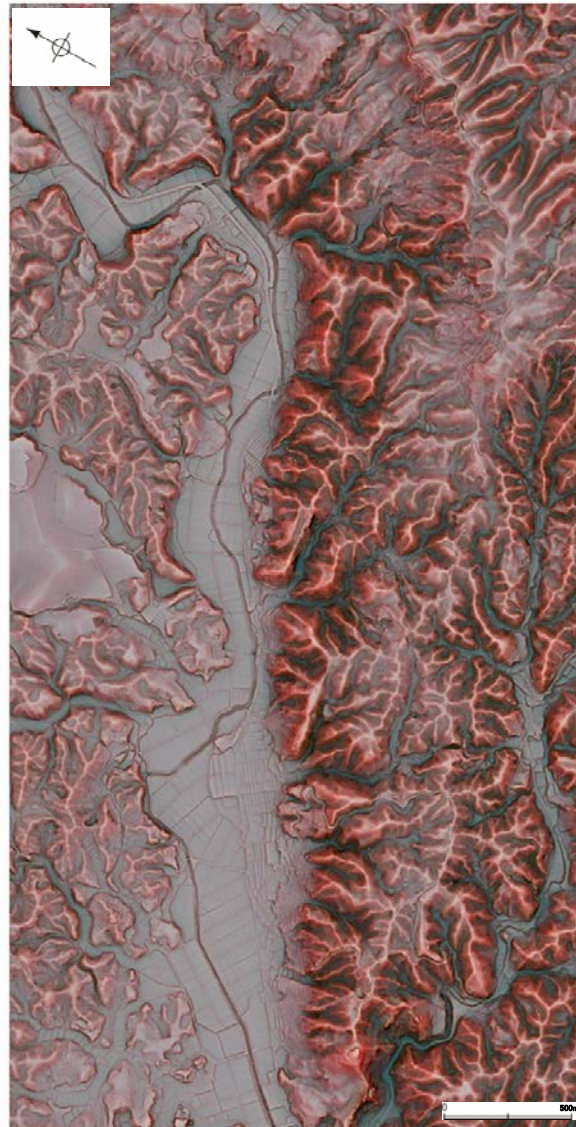
2.4.1.1 (6) 富来川南岸断層の端部 -リニアメント・変動地形の北東端-

コメントNo.5の回答

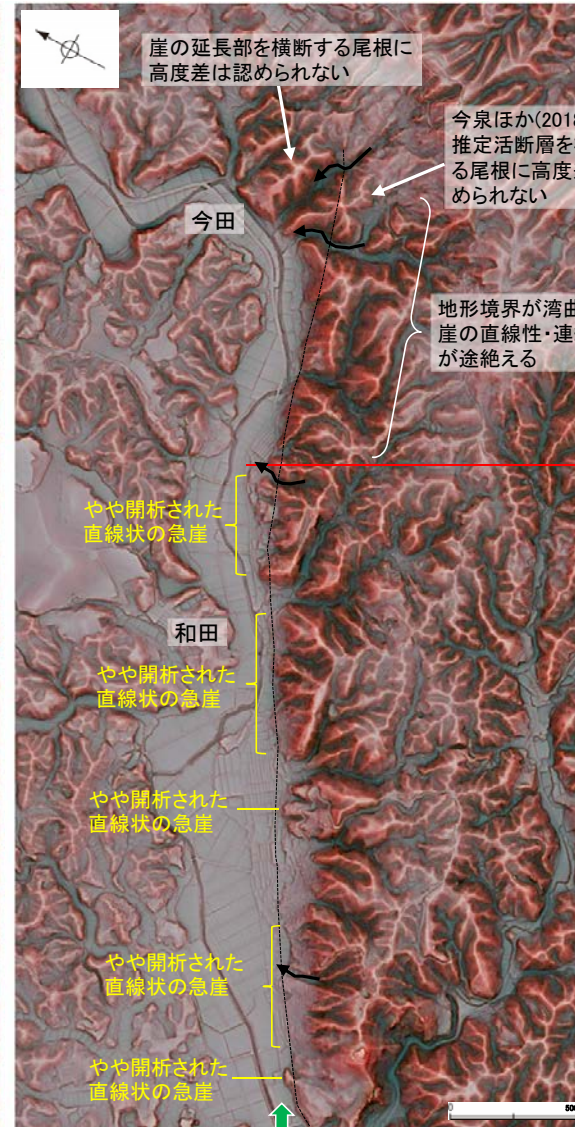
- 地頭町～和田付近までは、直線状の急崖等からなるリニアメント・変動地形が認められるが、さらに北東方では河岸の側方侵食により地形境界が湾曲すること、今田付近において崖の延長部を横断するように分布する尾根に高度差は認められないことから、崖の直線性・連続性が途絶える地点をリニアメント・変動地形の北東端とした。
- なお、今泉ほか(2018)は、リニアメント・変動地形の北東端よりさらに北東方に推定活断層及び水系の屈曲を図示しているが、屈曲は系統的でないこと(P.174)、推定活断層を横断するように分布する尾根に高度差は認められないことから、当該区間にはリニアメント・変動地形は判読されず、地質調査の結果からも対応する断層は認められない(P.190, 191)。



赤色立体地図
(航空レーザ計測データにより作成)

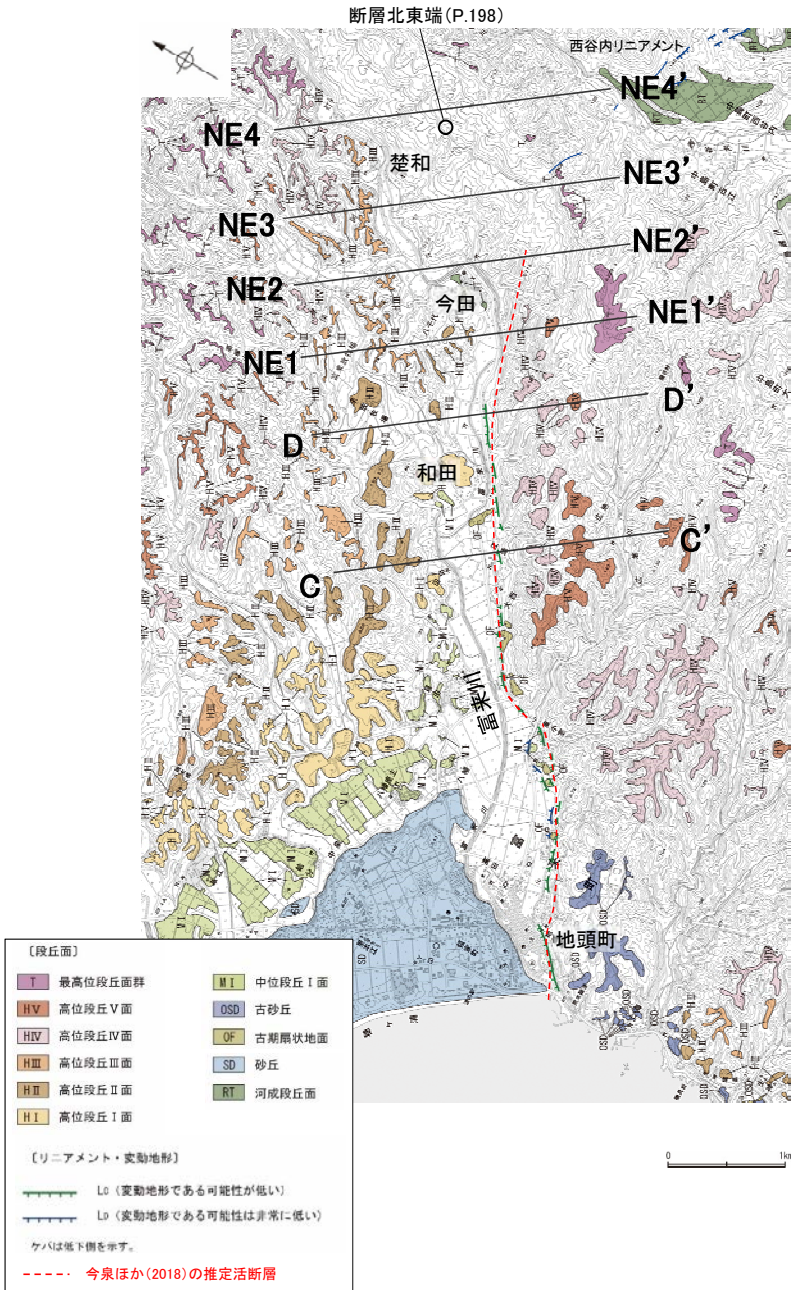


リニアメント・変動地形の北東端付近拡大図



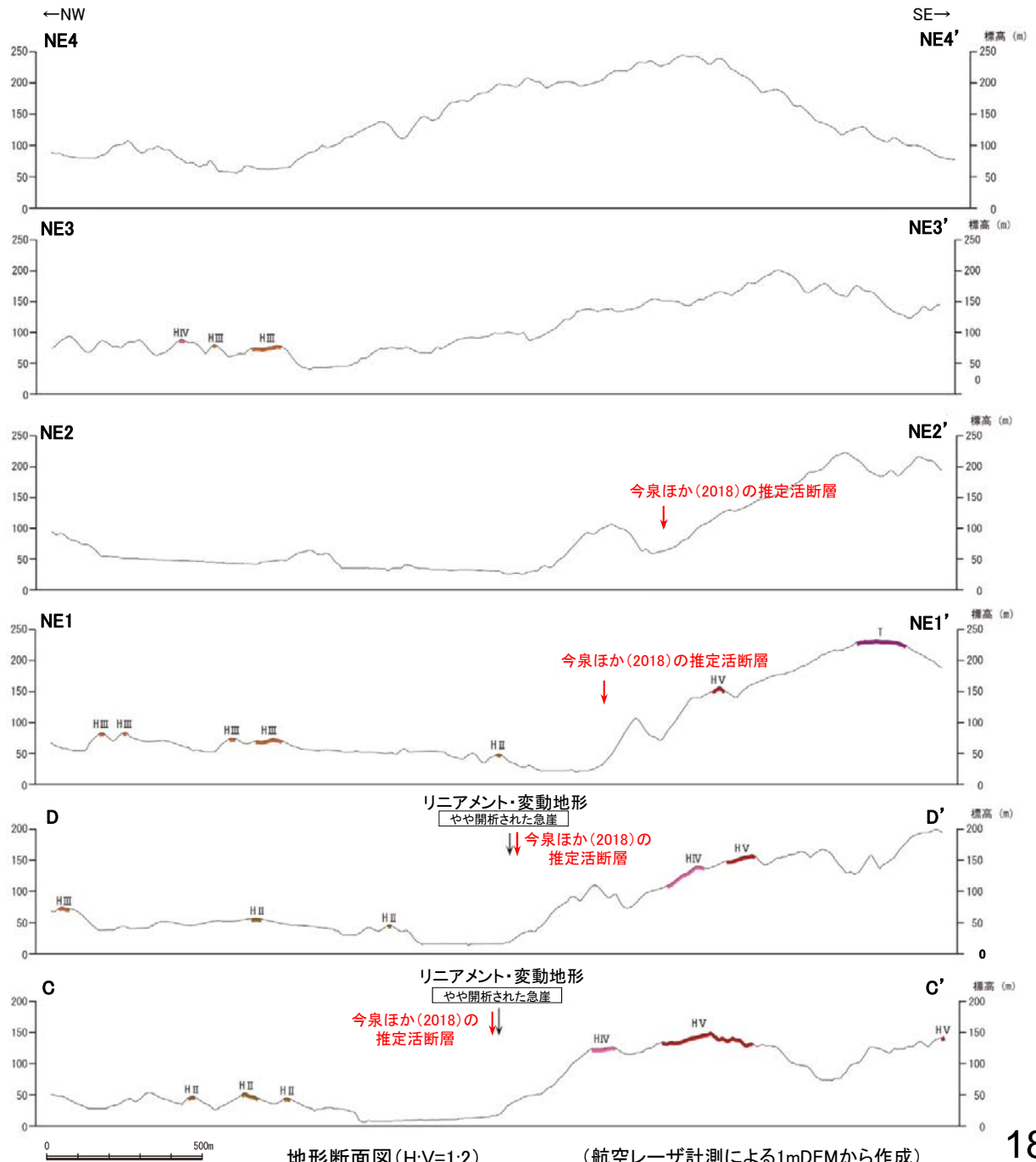
リニアメント・変動地形の北東端付近拡大図(解釈線入り)

富来川南岸断層



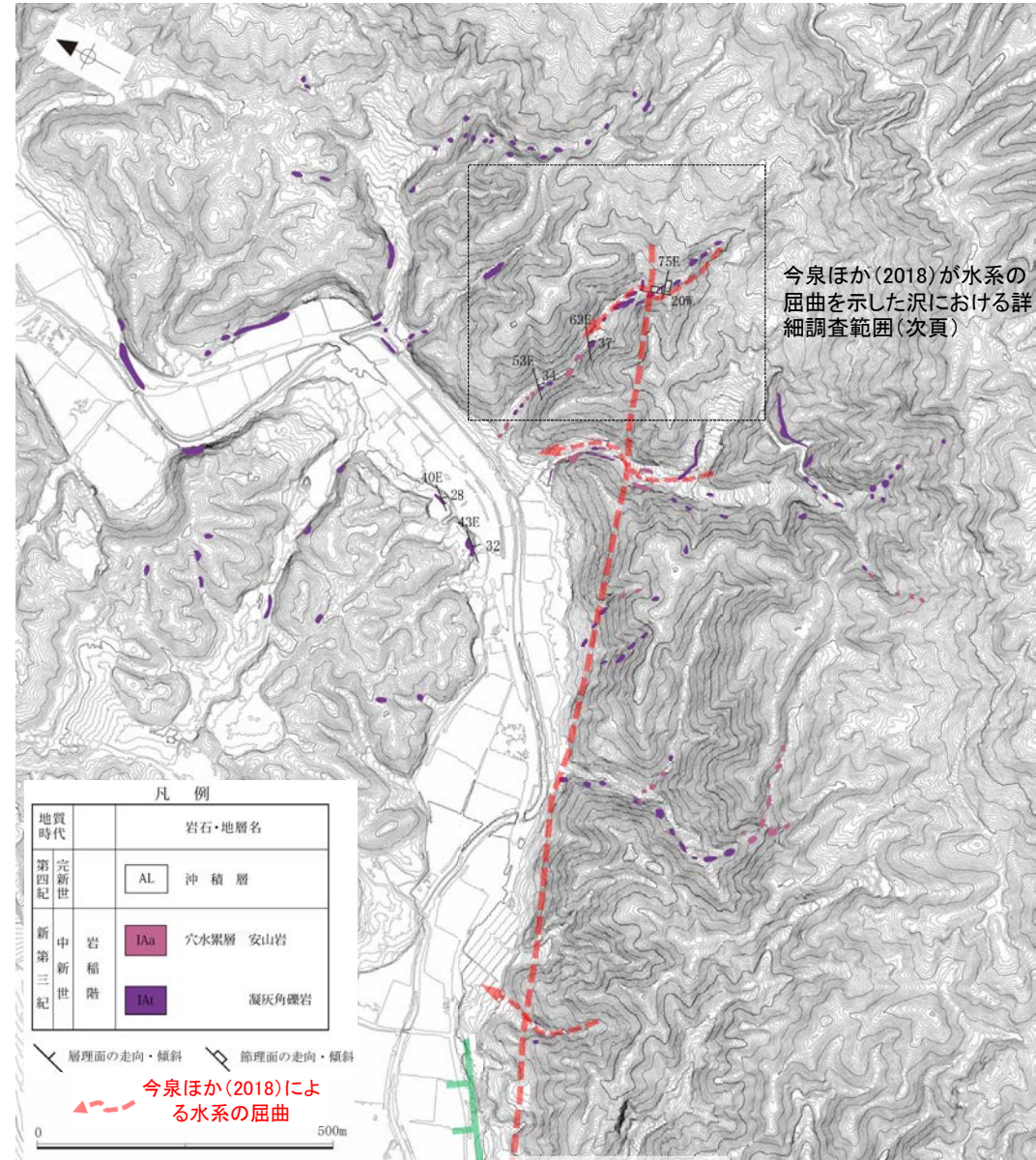
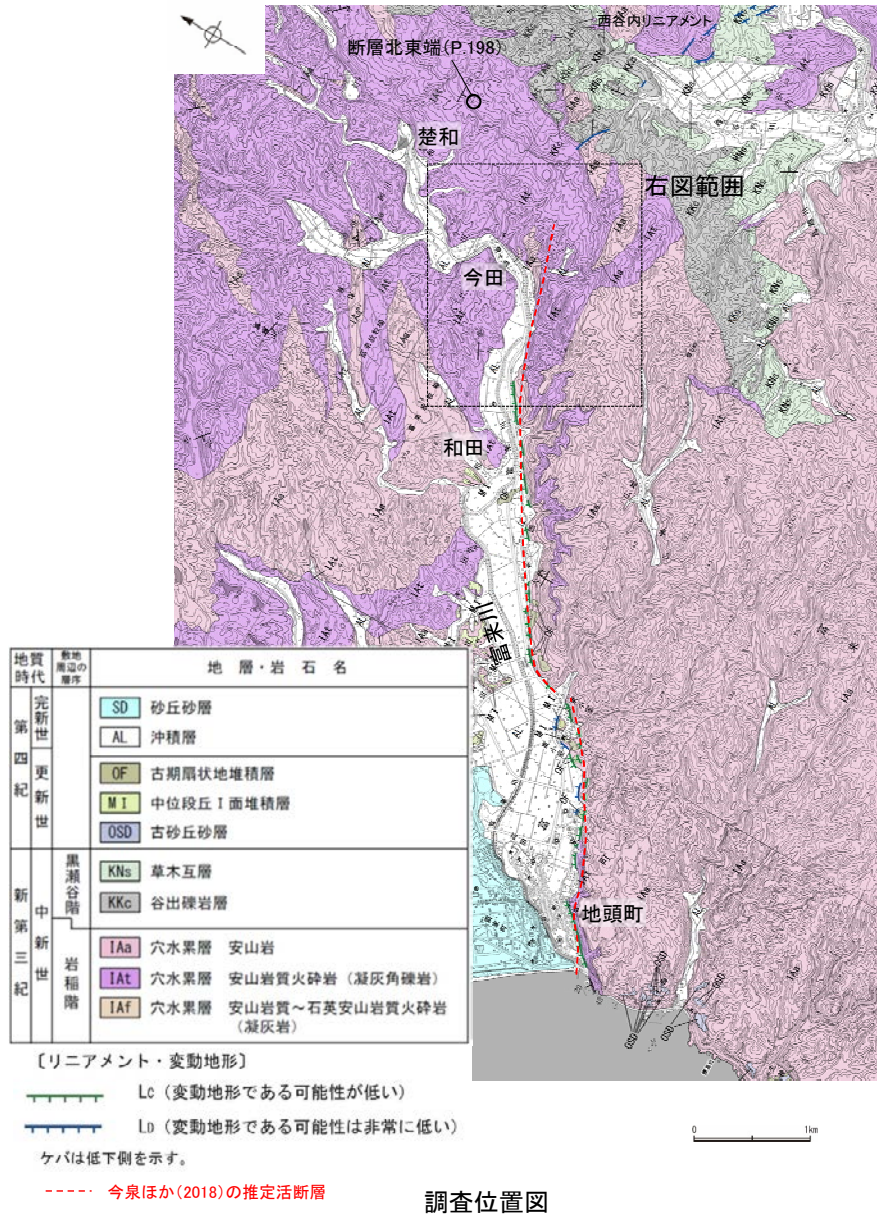
リニアメント・変動地形分布図

【地形断面図】



2.4.1.1 (6) 富来川南岸断層の端部 —北東方延長の地質調査—

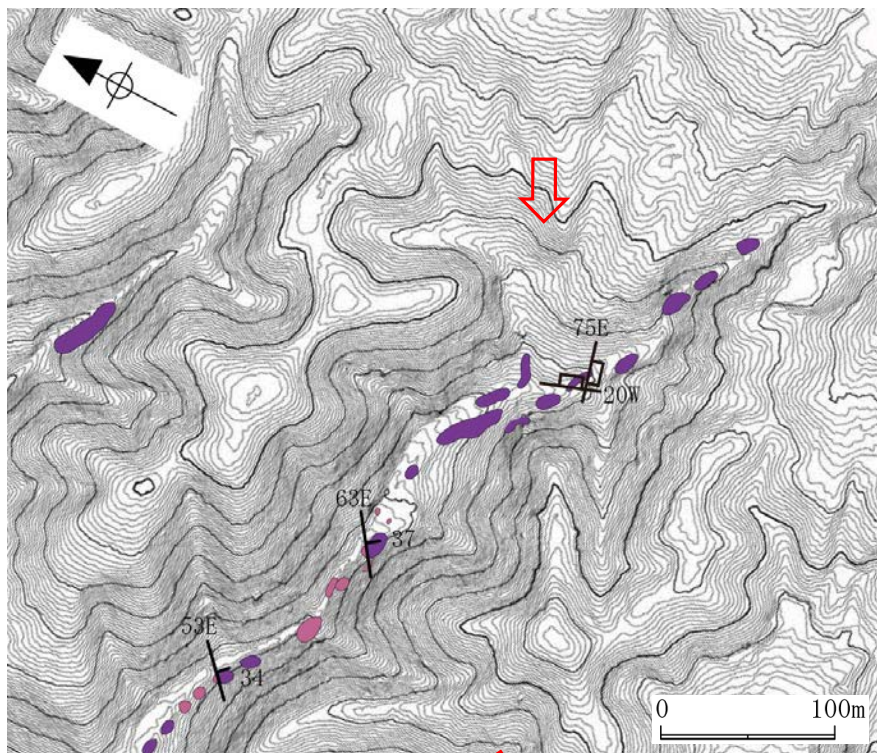
○リニアメント・変動地形の北東方延長には、今泉ほか(2018)が水系の屈曲を示した沢を含め、穴水累層の安山岩や凝灰角礫岩が広く分布し、それらは非破碎であり、断層は認められない。
 ○なお、今泉ほか(2018)が水系の屈曲を示した沢の詳細調査結果について次頁に示す。



○ランクのリニアメント・変動地形 (やや開析された直線状の急崖)
 ○今泉ほか(2018)の推定活断層

【今泉ほか(2018)が水系の屈曲を示した沢における詳細調査】

- 今泉ほか(2018)が水系の屈曲を示した沢には、穴水累層の安山岩や凝灰角礫岩が分布し、それらは非破碎であり、断層は認められない。
- なお、今泉ほか(2018)の推定活断層の付近に、富来川南岸断層と調和的な走向(N75° E)を示す割れ目が認められるが、この割れ目はおおむね密着し、周囲は固結しており破碎は認められず、節理である。



↑ 今泉ほか(2018)の推定活断層

凡 例

地質時代		岩石・地層名	
新 第 三 紀	中 新 世	IAa	穴水累層 安山岩
	新 第 三 紀	IAc	凝灰角礫岩

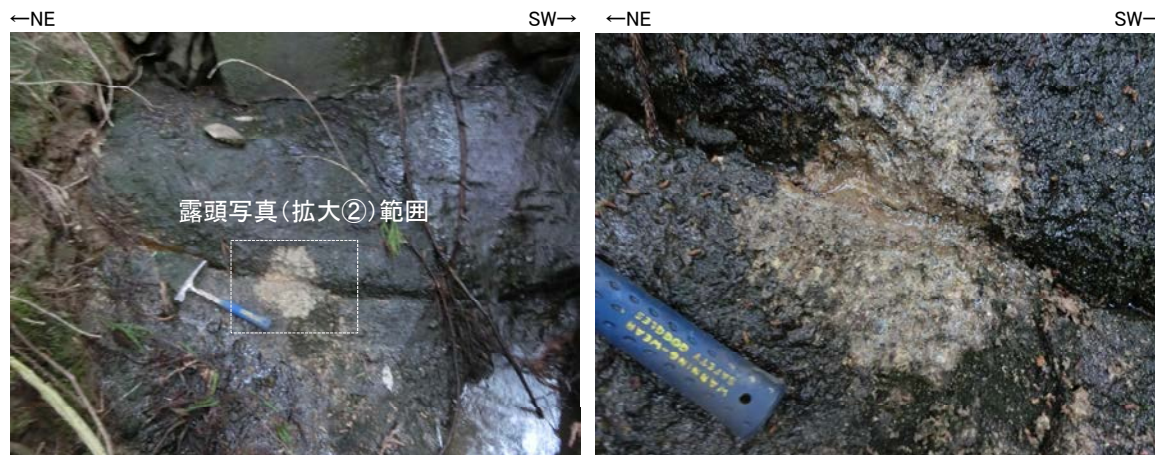
↙ 層理面の走向・傾斜 ↘ 節理面の走向・傾斜

位置図



露頭写真

左図における走向N75° Eの節理の付近を北西側から望む



露頭写真(拡大①)
走向N75° Eの節理

露頭写真(拡大②)
割れ目はおおむね密着し、周囲は固結しており破碎は認められない

・その他の写真は補足資料2.4-1(6)

2.4.1.1 (6) 富来川南岸断層の端部 — 重力異常 —

- 富来川南岸断層の深部構造を確認するため、ブーゲー異常図、水平一次微分図を作成した。
- 富来川南岸断層周辺のブーゲー異常図及び水平一次微分図によれば、重力異常の急変部はリニアメント・変動地形にほぼ対応している。
- 基盤等の鉛直な段差構造の位置を示す鉛直一次微分値の0mGal/kmの等値線は、リニアメント・変動地形沿いに直線的に認められ、その北東側、南西側では屈曲する(下図、次頁)。

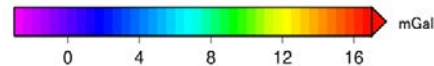
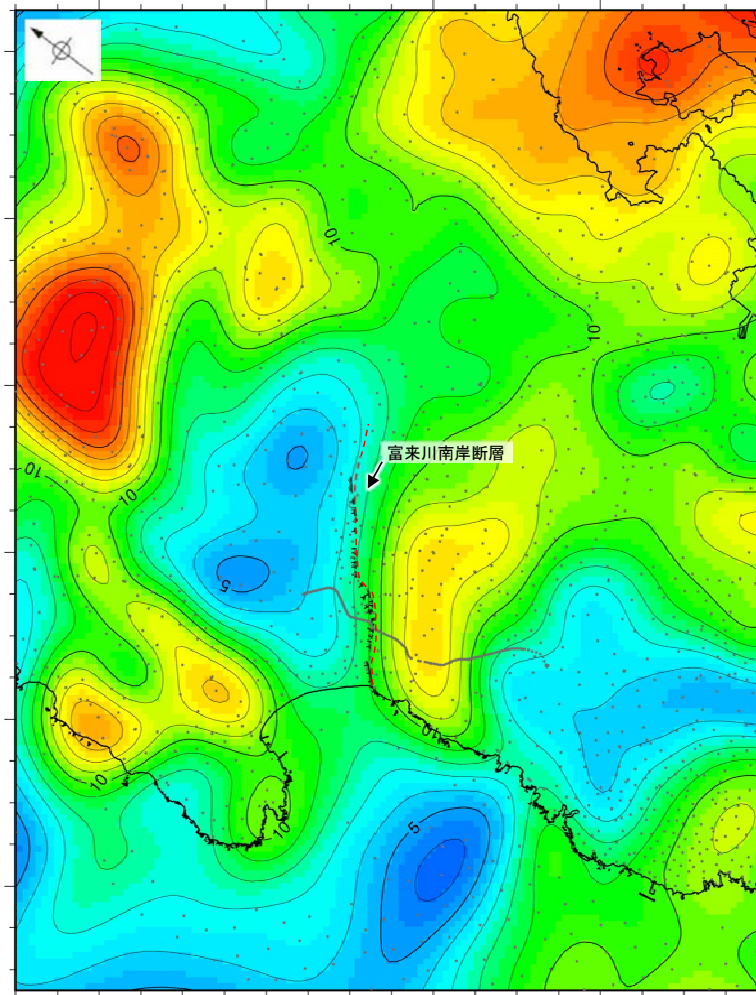


位置図

右図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)、Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成したものである。
 なお、ブーゲー異常図は、平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っており、それを基に水平一次微分図を作成した。

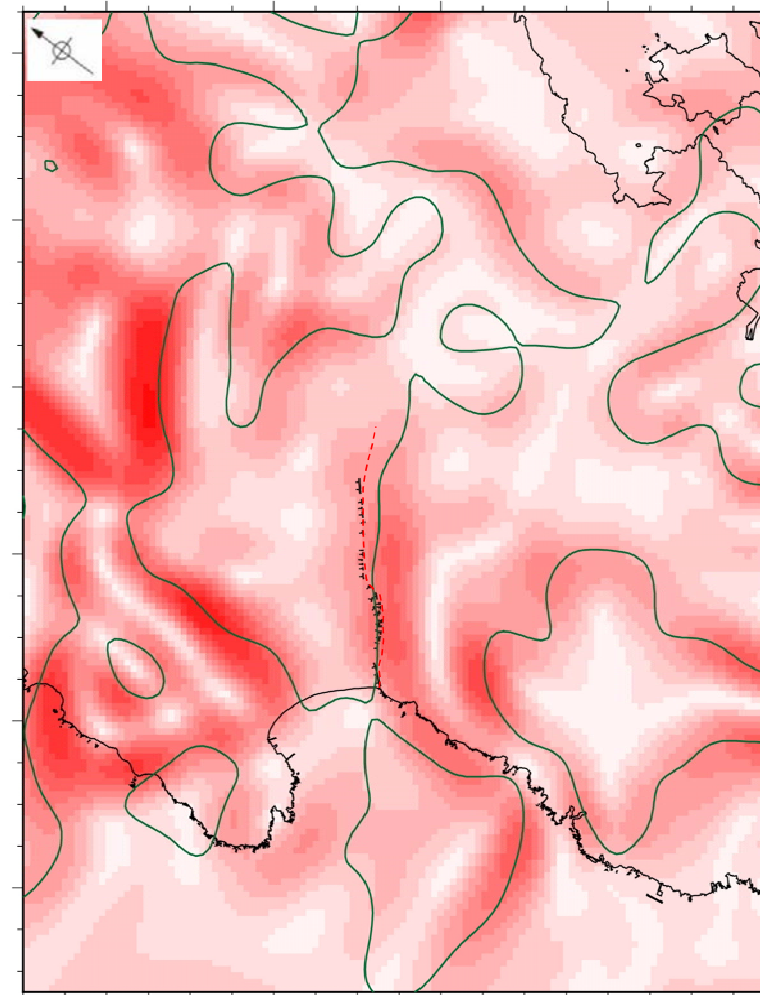
〔リニアメント・変動地形〕

- ケバは低下側を示す。
- - - - 今泉ほか(2018)の推定活断層



●: 測定点

仮定密度: 2,300kg/m³
 コンター間隔: 1mGal



— 鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線

富来川南岸断層周辺のブーゲー異常図

富来川南岸断層周辺の水平一次微分図

富来川南岸断層

【拡大範囲】



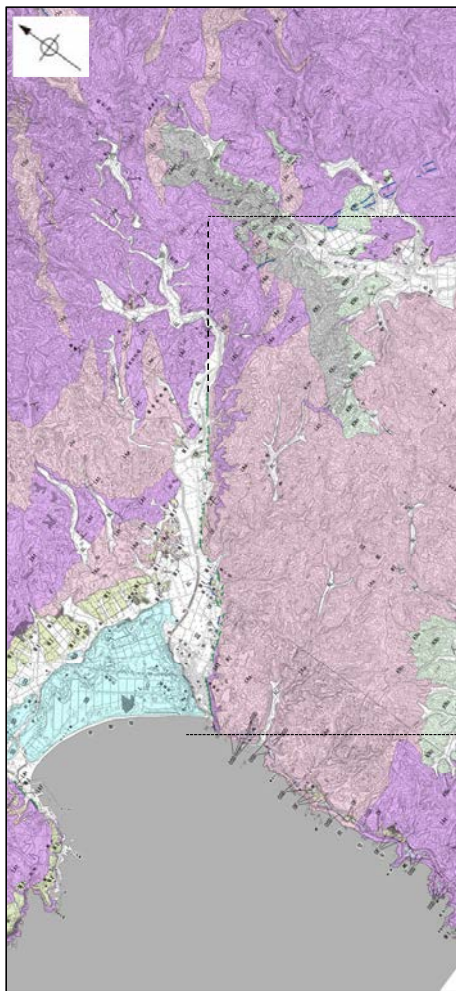
位置図

〔リニアメント・変動地形〕

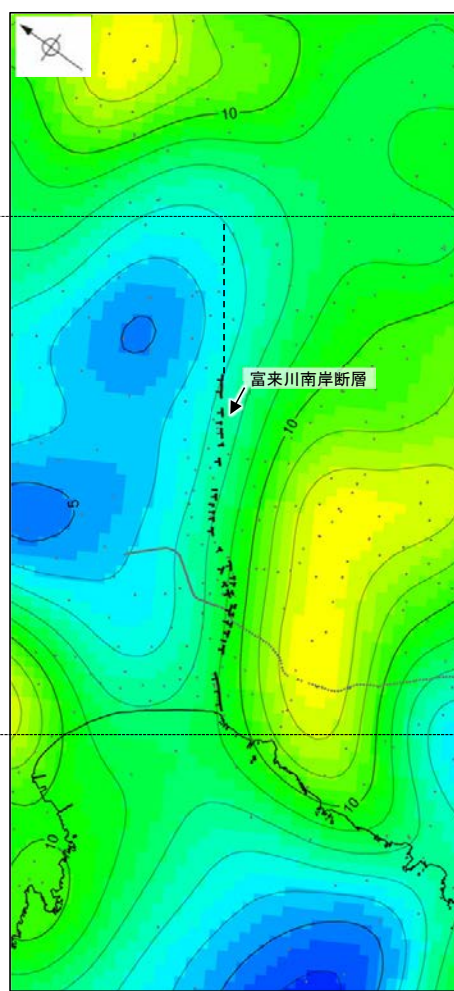
—— Lc (変動地形である可能性が低い)
—— Ld (変動地形である可能性が非常に低い)
ケバは低下側を示す。

地質時代	層名	地層・岩石名
第四紀	SD	砂丘砂層
	AL	沖積層
	OF	古湖原状地堆積層
	M1	中段段丘I面堆積層
更新世	OSD	古砂丘砂層
	KNs	草木五層
中新世	KMc	谷出礫岩層
	IAs	穴水層 安山岩
第三紀	IAT	穴水層 安山岩質火砕岩 (凝灰角礫岩)
	IAT	穴水層 安山岩質～石英安山岩質火砕岩 (凝灰岩)

0 2km

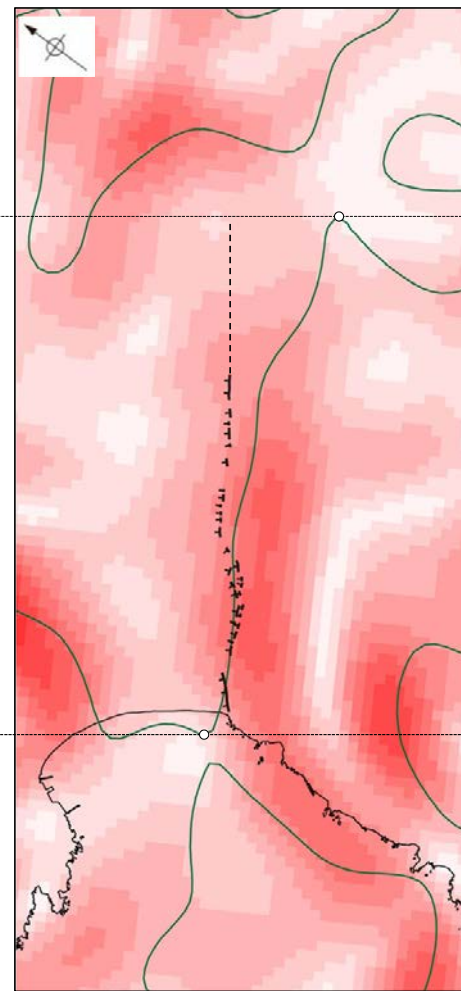


富来川南岸断層周辺の地質図



富来川南岸断層周辺のブーゲー異常図

0 4 8 12 16 mGal 仮定密度: 2.300kg/m³ コンター間隔: 1mGal



富来川南岸断層周辺の水平一次微分図

0 2 4 6 mGal/km

鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線が屈曲する。

鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線は直線的に認められる。

鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線が屈曲する。

●: 測定点

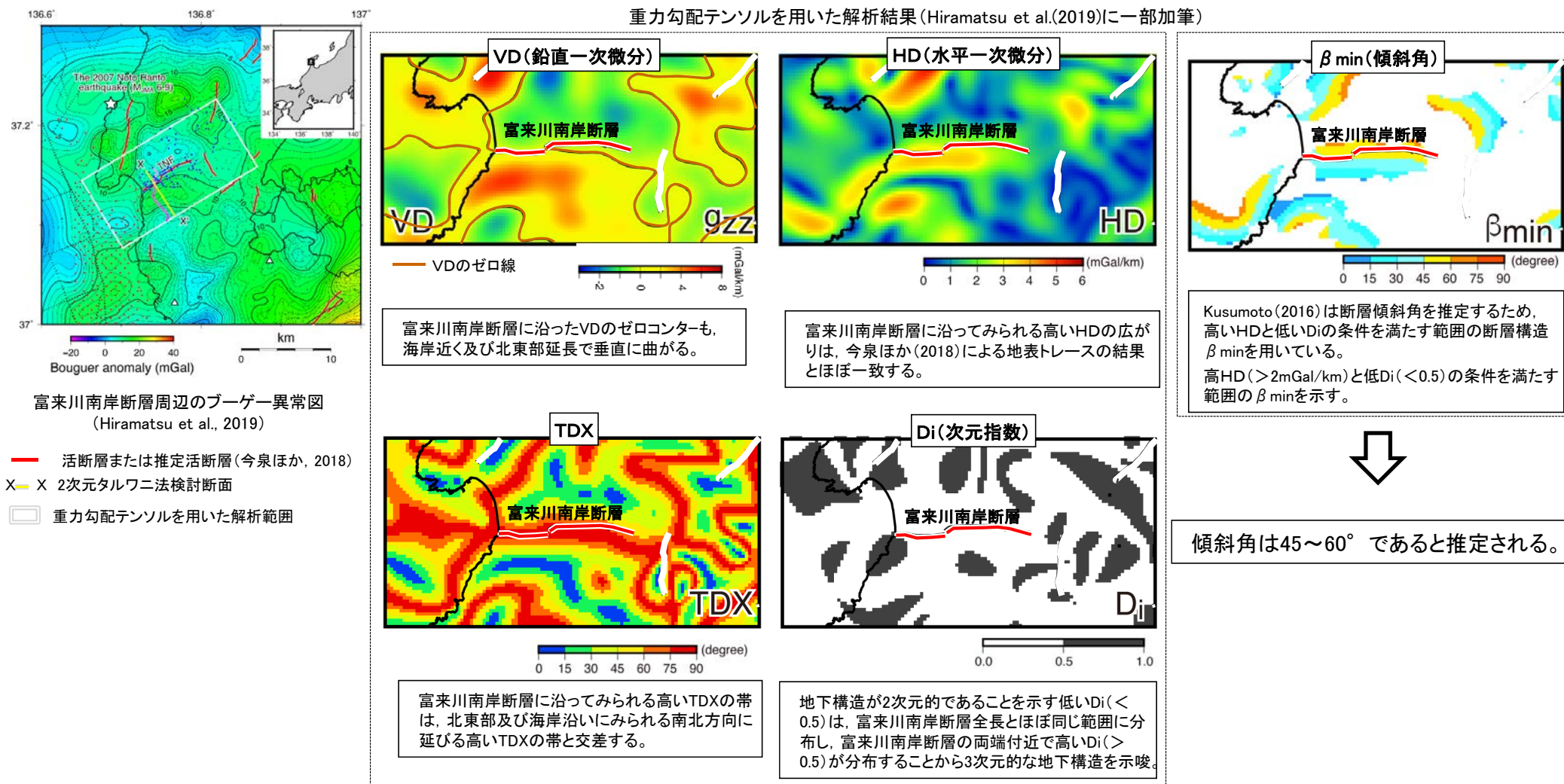
〔リニアメント・変動地形〕

—— ケバは低下側を示す。

— 鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線

【重力勾配テンソル解析 (Hiramatsu et al., 2019)】

- Hiramatsu et al.(2019)は富来川南岸断層の地下構造が今泉ほか(2018)の推定活断層とほぼ同じ範囲に分布し、周囲の断層と連続構造を示さないとしている。
- Hiramatsu et al.(2019)は重力勾配テンソル解析を実施し、富来川南岸断層の地下構造は傾斜角は45~60° が推定されるとしており、これは反射法地震探査で得られた傾斜角と整合的である。

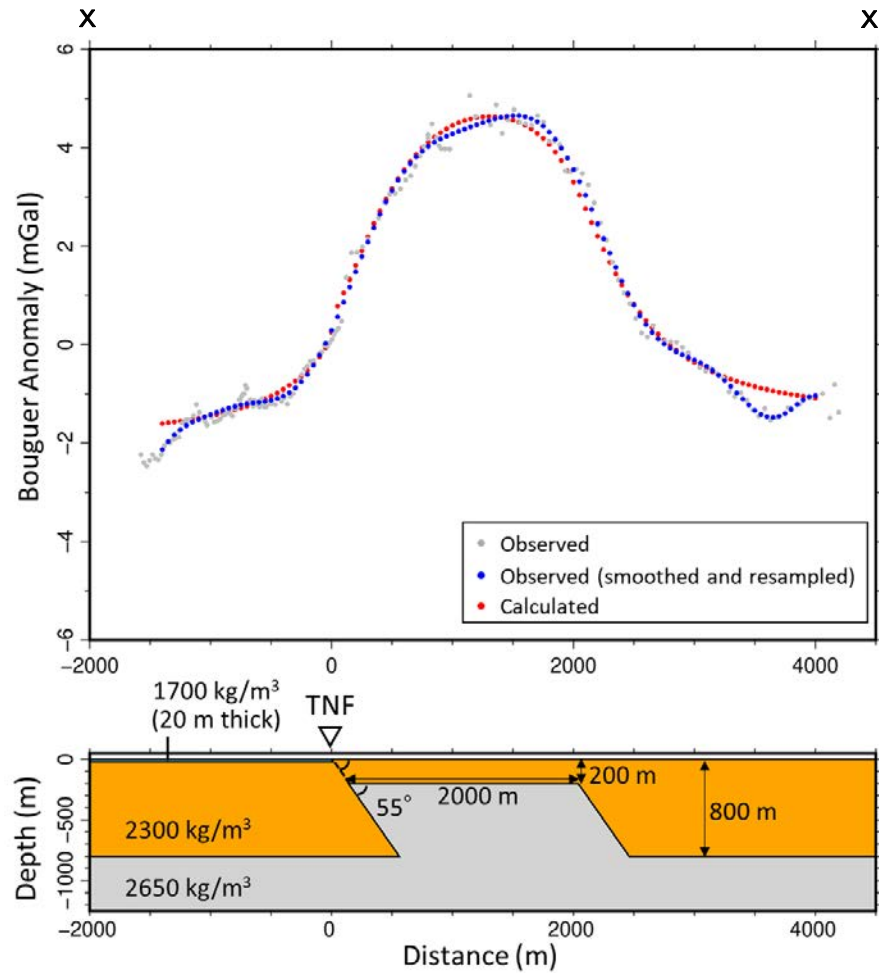
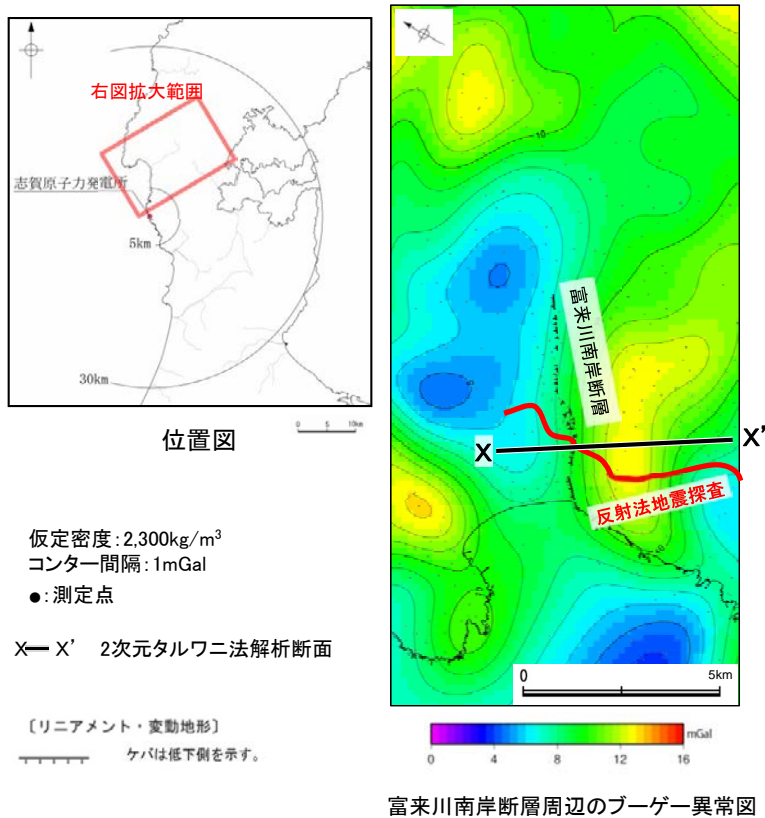


地下構造が今泉ほか(2018)の推定活断層とほぼ同じ範囲に分布し、周囲の断層と連続構造を示さない。

富来川南岸断層

【2次元タルワニ法解析(Hiramatsu et al., 2019; 小林ほか, 2020)】

- Hiramatsu et al. (2019)は、2次元タルワニ法解析(Talwani et al., 1959)を行い、富来川南岸断層周辺の密度構造を推定し、断層が 55° のとき、重力異常の計算値と実測値がもっとも整合することを確認した。
- Hiramatsu et al. (2019)が推定した密度構造は、反射法地震探査の結果と整合的である(小林ほか, 2020)。



密度構造 (Hiramatsu et al., 2019)

堆積層	$1,700\text{kg/m}^3$
安山岩	$2,300\text{kg/m}^3$
花崗岩	$2,650\text{kg/m}^3$

2次元タルワニ法を用いた解析結果
 (小林ほか, 2020)

上図は、陸域は本多ほか(2012), 国土地理院(2006), The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001), Yamamoto et al. (2011), Hiramatsu et al. (2019), 海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013), 石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成したものである。
 なお、ブーゲー異常図は、平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っている。

2.4.1.1 (6) 富来川南岸断層の端部 —海上音波探査—

○リニアメント・変動地形の南西方沖の海上音波探査結果を確認した。
 ○富来川南岸断層の南西方延長にあたるNo.6.75U測線において、いずれの地層にも断層が推定できるような変位、変形は認められない。

・各音波探査記録の拡大図はデータ集2

【No.6.75U測線】



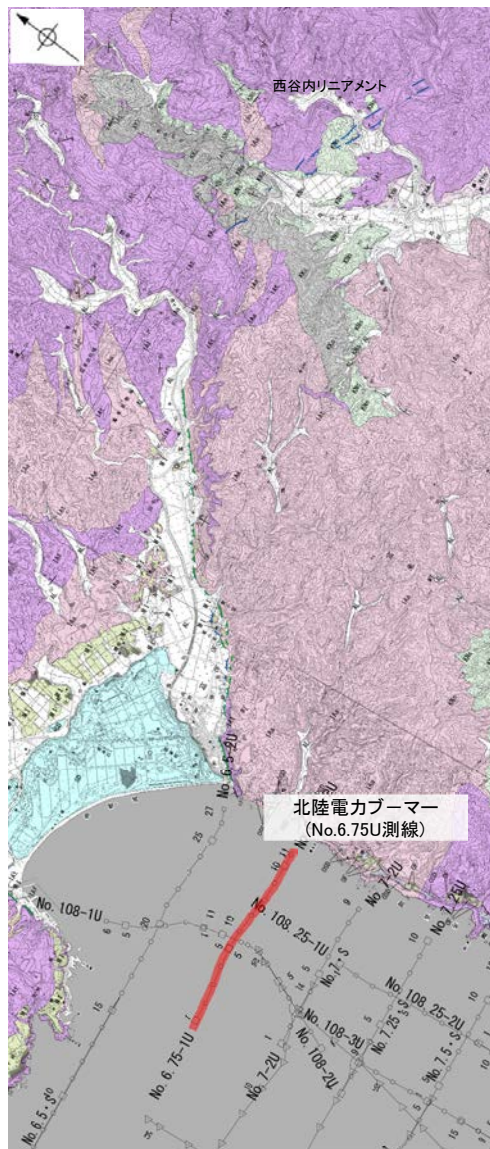
位置図

【リニアメント・変動地形】

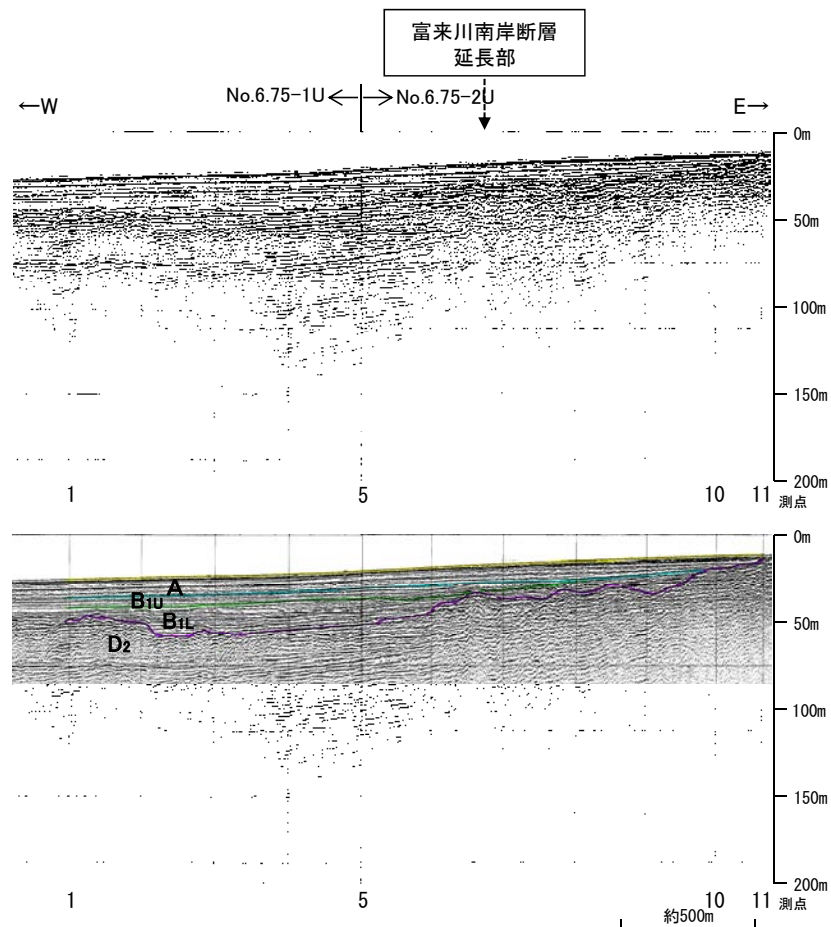
- Lc (変動地形である可能性が低い)
 - Ld (変動地形である可能性は非常に低い)
- ケバは低下側を示す。

地質時代	地層・岩石名
第四紀	SD 砂丘砂層
	AL 沖積層
	CF 古期扇状地堆積層
	MI 中位段丘I面堆積層
更新世	OSD 古砂丘砂層
	KNs 草木互層
新第三紀	KKc 谷出礫岩層
	IAa 穴水累層 安山岩
古第三紀	IAT 穴水累層 安山岩質火砕岩 (凝灰角礫岩)
	IAT 穴水累層 安山岩質-石英安山岩質火砕岩 (凝灰岩)

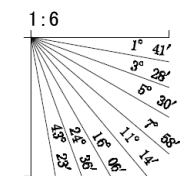
- 調査測線 (北陸電力: プーマー・マルチチャンネル・約200ジュール)
- △— 調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約360ジュール)



地質図



音波探査記録(No.6.75U測線)



地質時代	地質層序
第四紀	更新世 後期 A層
	更新世 中期 B層
	更新世 前期 C層
新第三紀	鮮新世 D層
	中新世 D層
古第三紀	先第三紀 D層
	先第三紀 D層

富来川南岸断層

【 No.108U測線】

○富来川南岸断層の南西方延長にあたるNo.108U測線において、いずれの地層にも断層が推定できるような変位、変形は認められない。



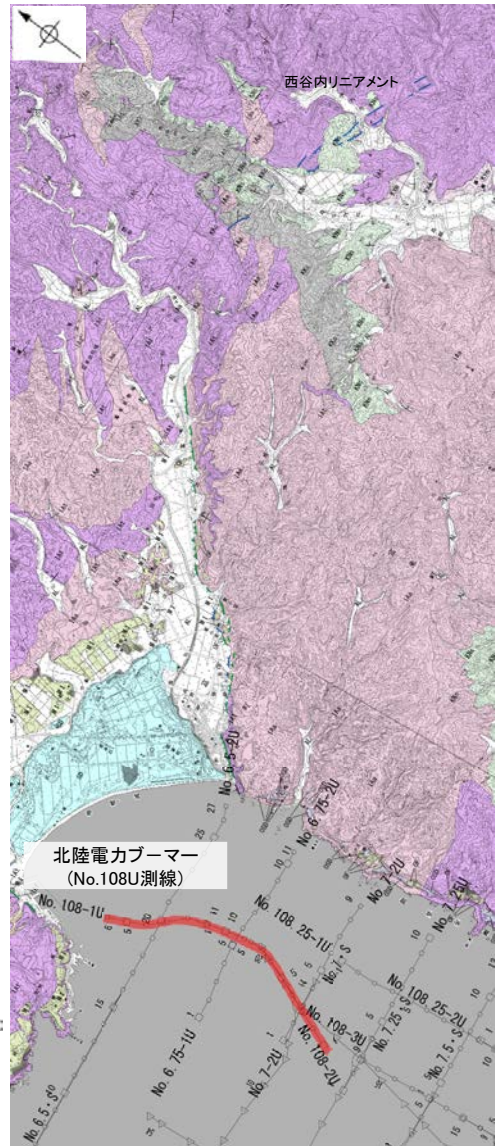
位置図

【リニアメント・変動地形】

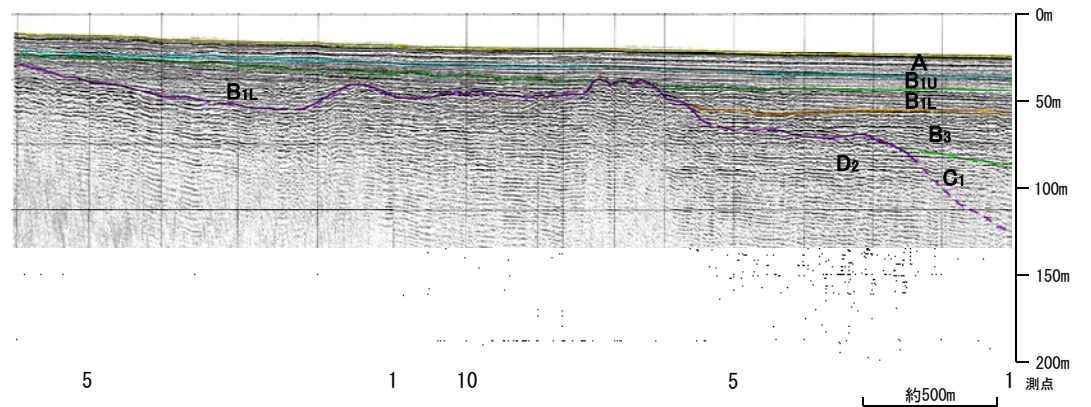
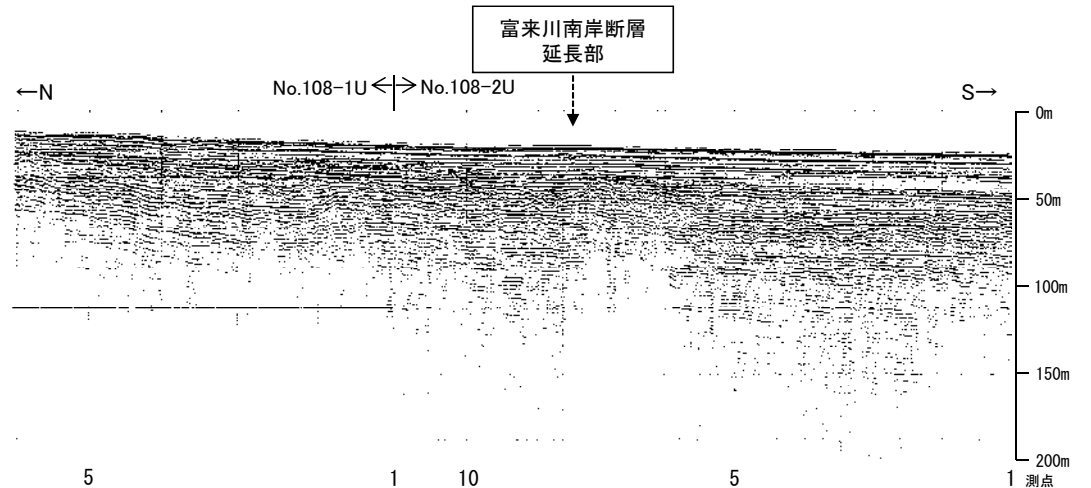
- Lc (変動地形である可能性が低い)
 - Ld (変動地形である可能性は非常に低い)
- ケバは低下側を示す。

地質時代	地層・岩石名
第四紀	SD 砂丘砂層
	AL 沖積層
	OF 古期扇状地堆積層
	MI 中位段丘1面堆積層
新第四紀	OSD 古砂丘砂層
	KNs 草木互層
第三紀	KKc 谷出礫岩層
	IAs 穴水層 安山岩
	IAT 穴水層 安山岩質火砕岩 (凝灰角礫岩)
	IAT 穴水層 安山岩質-石炭安山岩質火砕岩 (凝灰岩)

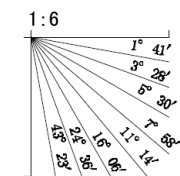
- 調査測線 (北陸電力: プーマー・マルチチャンネル・約200ジュール)
- 調査測線 (北陸電力: スパークー・シングルチャンネル・約360ジュール)



地質図



音波探査記録(No.108U測線)



地質時代	地質層序
第四紀	A層
	B ₁ 層 B ₁₁ 層
	B ₂ 層 B ₂₁ 層
更新世	B ₃ 層
	C ₁ 層
新第三紀	C ₂ 層
	D ₁ 層
古第三紀	D ₂ 層
	D ₃ 層

2.4.1.1 (6) 富来川南岸断層の端部 ーまとめー

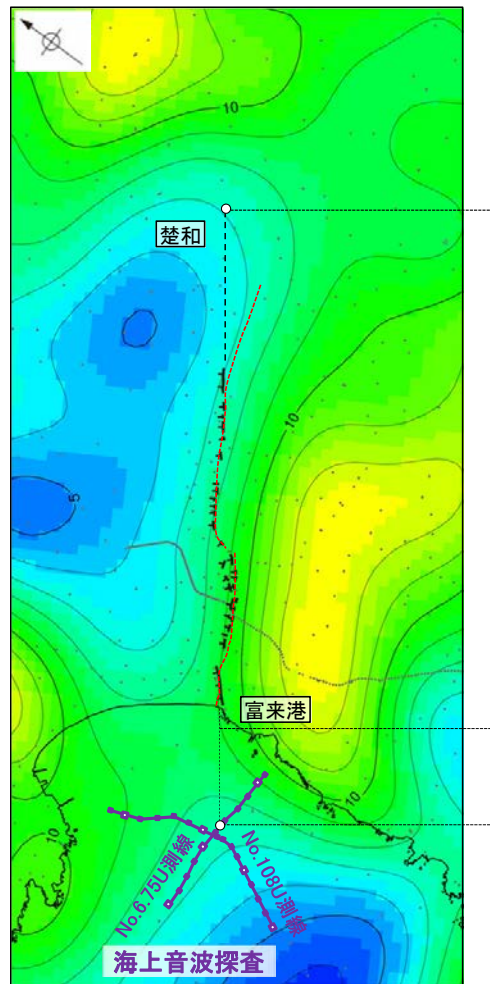
- 北東端
 - 地形調査の結果, 直線的な急崖等からなるリニアメント・変動地形が約6km区間判読される。
 - 地質調査の結果, リニアメント・変動地形の北東方延長には, 富来川南岸断層に対応する断層は認められない。
 - 重力探査(ブーゲー異常図及び水平一次微分図)の結果, リニアメント・変動地形と対応して直線的な重力異常急変部が認められ, さらに北東方延長の楚和付近まで連続して認められる。
 - ⇒リニアメント・変動地形の北東方延長には, 地形調査, 地質調査によれば富来川南岸断層に対応する断層は認められないものの, 直線的な重力異常急変部が連続して認められることから, 直線的な重力異常急変部が途絶える地点(鉛直一次微分値の0mGal/kmの等値線が屈曲する地点)を北東端と評価。
- 南西端
 - リニアメント・変動地形の南西方延長に位置する富来港西方沖の海上音波探査記録(No.6.75U測線, No.108U測線)において, 断層は認められない。
 - ⇒海上音波探査で断層が認められないことを確認したNo.6.75U測線を南西端と評価。

○以上のことから, 富来川南岸断層の長さについては, リニアメント・変動地形が判読される区間を含む, 直線的な重力異常急変部が途絶える地点(北東端)から海上音波探査で断層が認められないことを確認したNo.6.75U測線(南西端)までの約9.0km区間を評価。

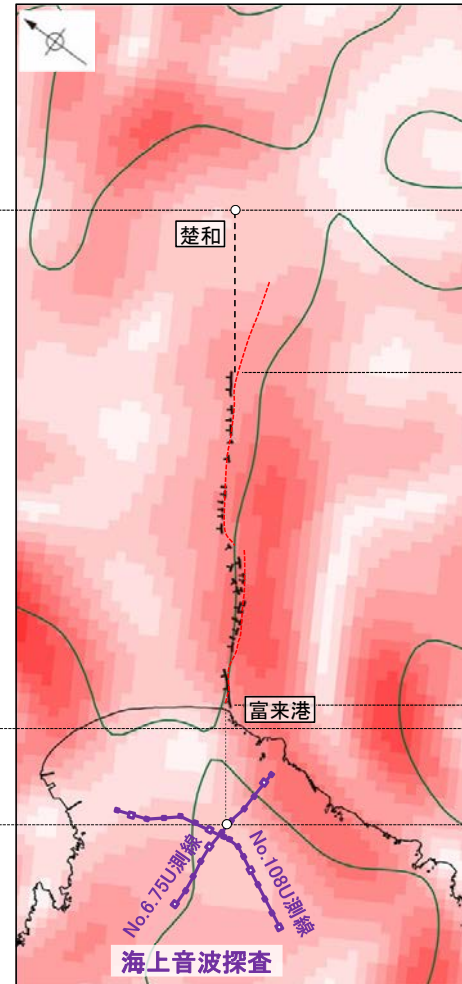


位置図

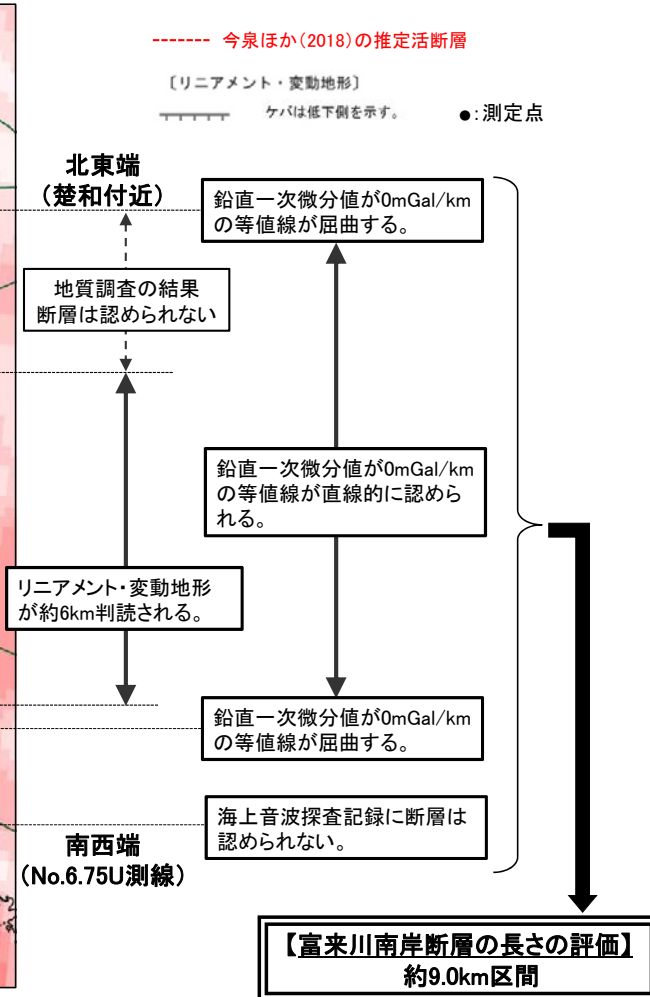
右図は, 陸域は本多ほか(2012), 国土地理院(2006), The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001), Yamamoto et al. (2011), Hiramatsu et al. (2019), 海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013), 石田ほか(2018)を用いて, 金沢大学・当社が作成したものである。なお, ブーゲー異常図は, 平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っており, それを基に水平一次微分図を作成した。



富来川南岸断層周辺のブーゲー異常図



富来川南岸断層周辺の水平一次微分図



2.4.1.2 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の地質構造

2.4.1.2 (1) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の地質構造の評価結果

○富来川南岸断層，兜岩沖断層について，両断層が連続する可能性を指摘した知見があることを踏まえ，富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造について，既存の海上音波探査結果に加え，新たに実施した海底重力測定の結果を用いて，検討した。

○調査結果は以下のとおり。

- ・海上音波探査の結果，富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海底において，いずれの地層にも断層が推定できるような変位，変形は認められない。
- ・海底重力探査の結果を加えたブーゲー異常図から，富来川南岸断層に沿って南側に重力異常の高まりが認められるが，南西方海域の兜岩沖断層との間には連続する重力構造は認められない。

○上記の結果を踏まえると，富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造は想定されない。

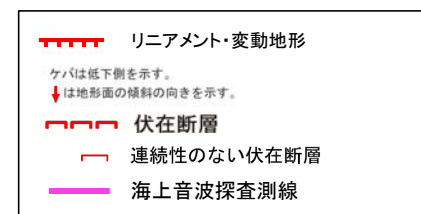
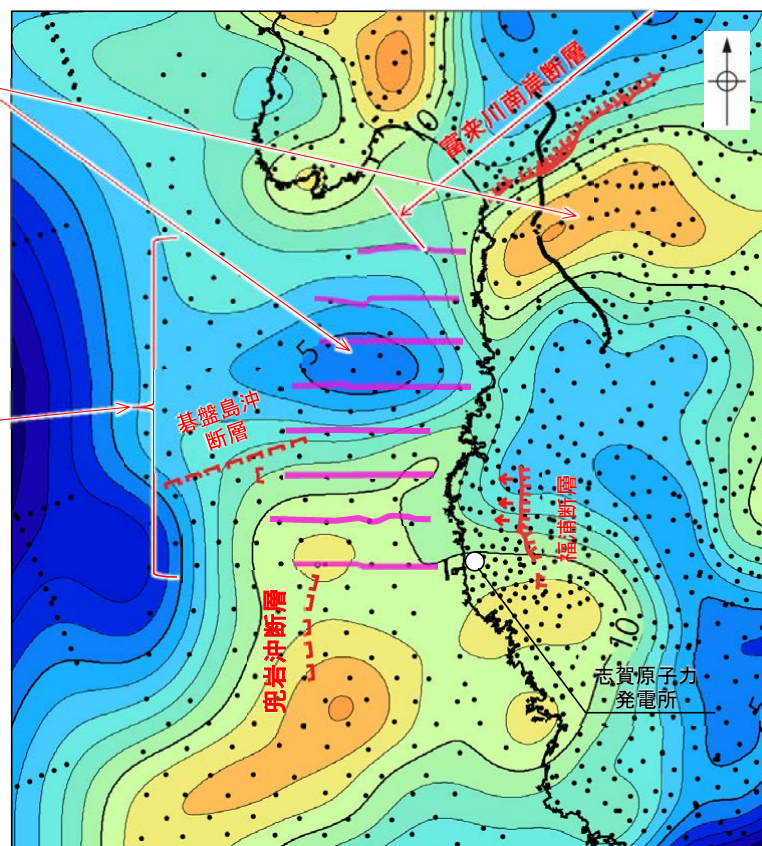
・本検討は，有識者会合により示された今後の課題⑥に対応

【海底重力探査を加えた重力探査結果】

富来川南岸断層に沿って南側に重力異常の高まりが認められるが，兜岩沖断層との間には連続する重力構造は認められない。

【海上音波探査結果】

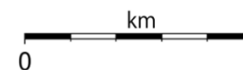
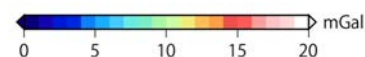
いずれの地層にも断層が推定できるような変位，変形は認められない。



仮定密度: 2,300kg/m³

コンター間隔: 1mGal

●: 測定点



ブーゲー異常図

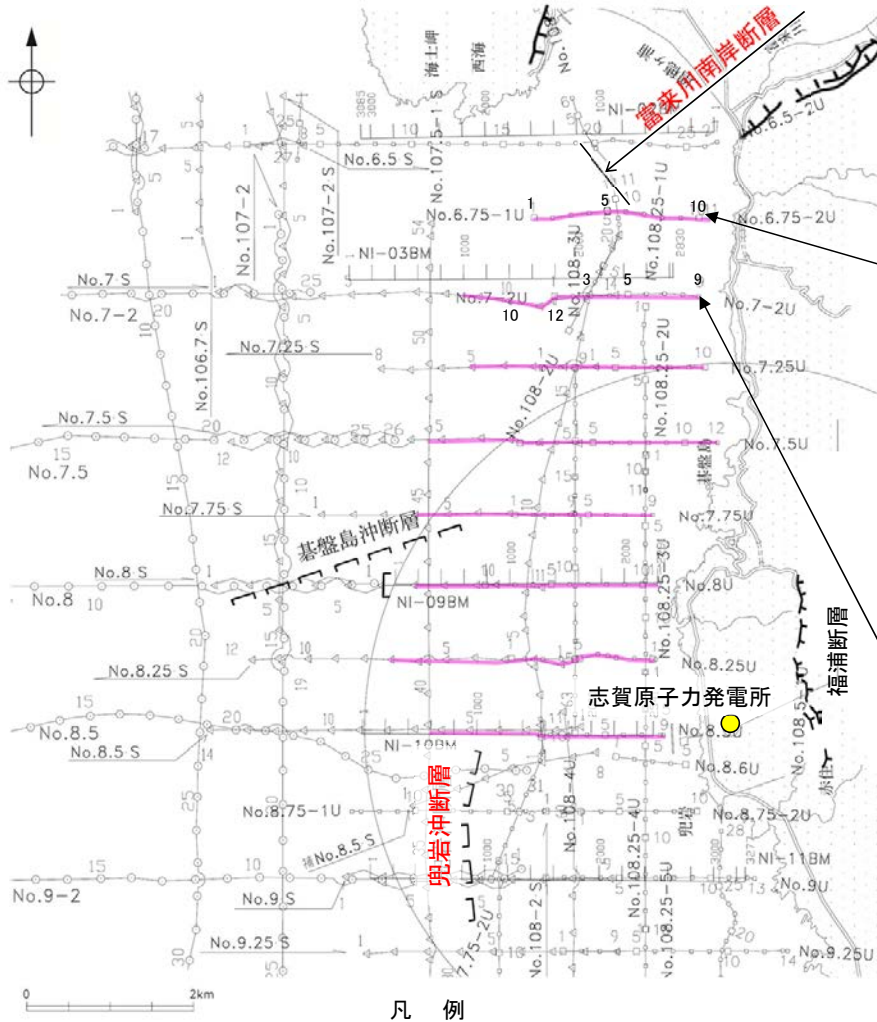
(平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理)

2.4.1.2 (2) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造調査 ー海上音波探査ー

○富来川南岸断層～兜岩沖断層間において、海域の地質構造の調査のため、海上音波探査を行った。
○その結果、同区間において、いずれの地層にも断層が推定できるような変位、変形は認められない。

【No.6.75U測線, No.7・S測線, No.7-2U測線】

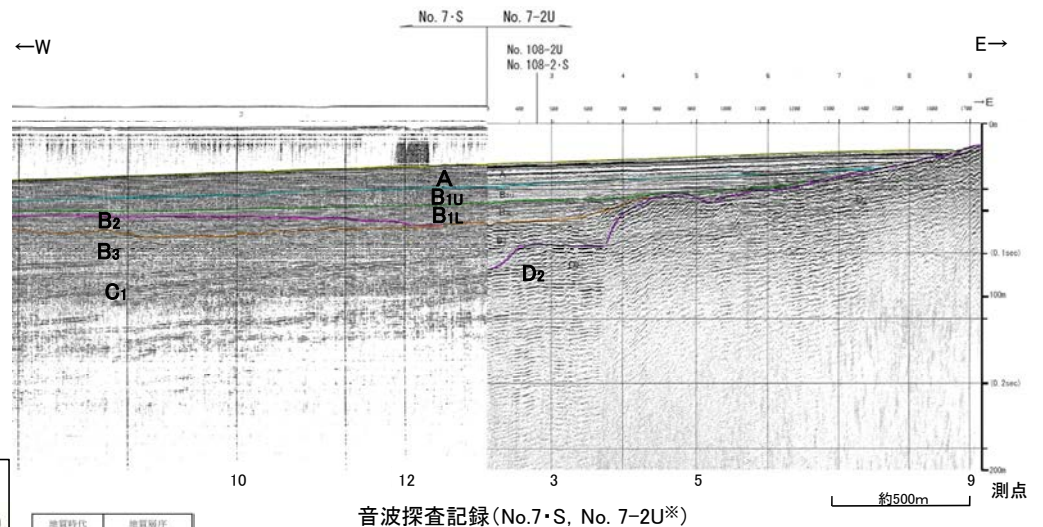
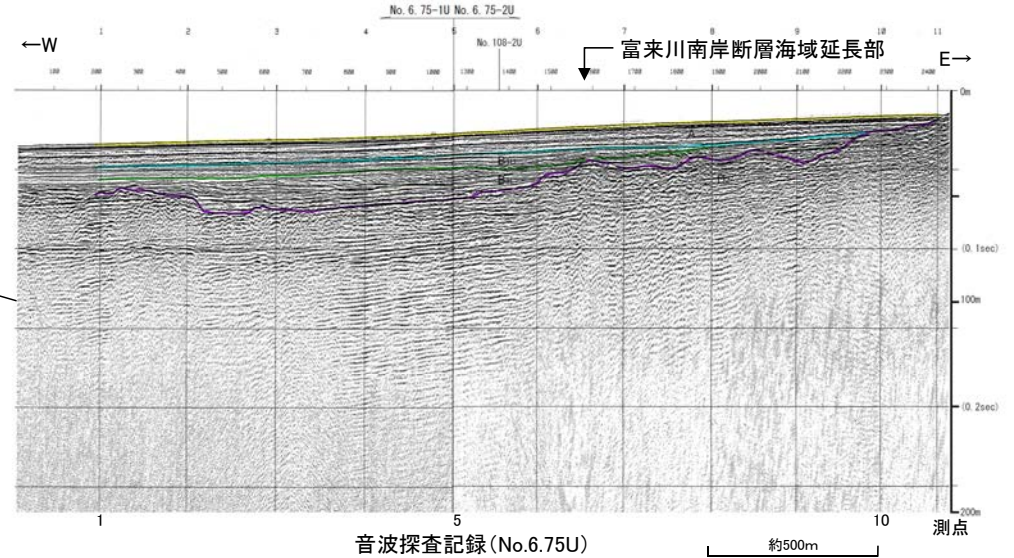
・各音波探査記録の拡大図はデータ集2



凡例

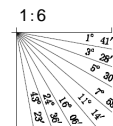
- リニアメント・変動地形
- ケバは低下側を示す。
↓は地形面の傾斜の向きを示す。
- 伏在断層
- 連続性のない伏在断層
- 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の音波探査測線
- No. 8 調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約2450ジュール)
- No. 7・S 調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約360ジュール)
- No. 8U 調査測線 (北陸電力: プーマー・マルチチャンネル・約200ジュール)
- NI-10BM 調査測線 (原子力安全・保安院: プーマー・マルチチャンネル)

音波探査測線図

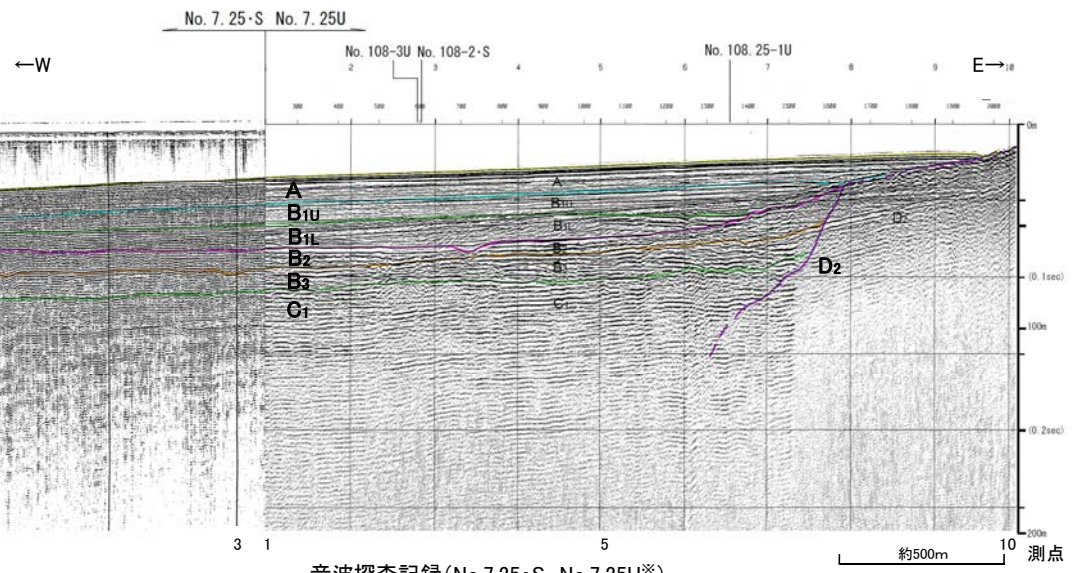
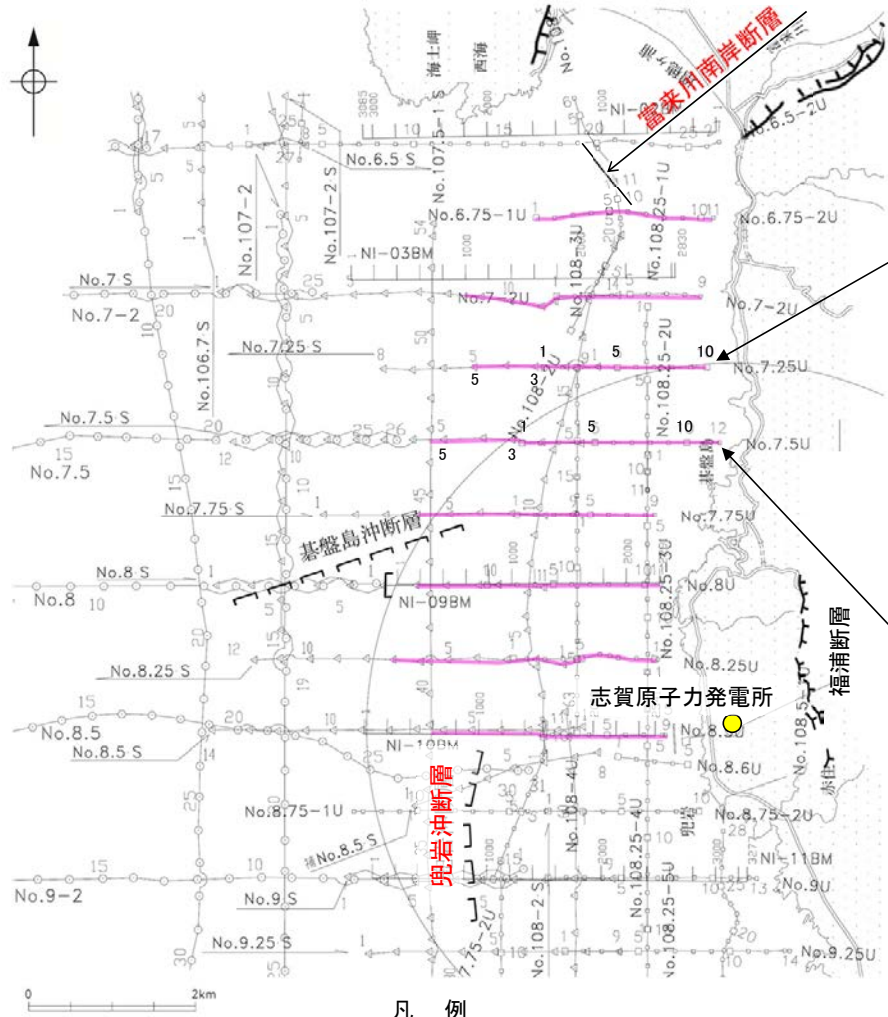


※:各音波探査記録の全線はデータ集2

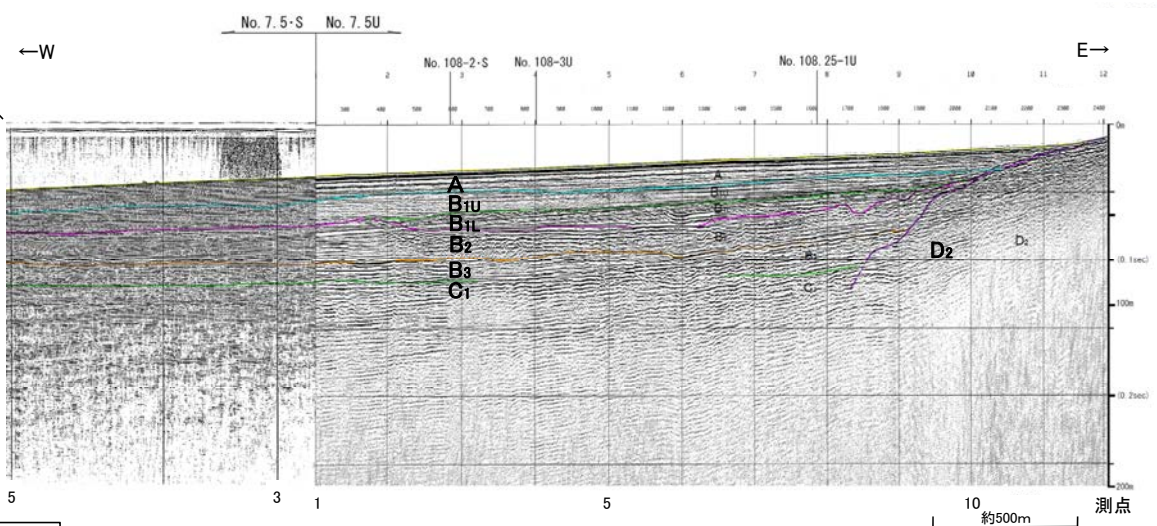
地質時代	地質層序
第三紀	A層
第四紀	B ₁ 層
	B ₂ 層
	B ₃ 層
第四紀	C ₁ 層
	C ₂ 層
第四紀	D ₁ 層
第四紀	D ₂ 層



【No.7.25・S測線, No.7.25U測線, No.7.5・S測線, No.7.5U測線】



音波探査記録 (No.7.25・S, No.7.25U※)



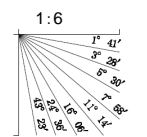
音波探査記録 (No.7.5・S, No. 7.5U※)

凡例

- リニアメント・変動地形
- ケバは低下側を示す。
- ↓は地形面の傾斜の向きを示す。
- 伏在断層
- 連続性のない伏在断層
- 富来川南岸断層～兜岩冲断層間の音波探査測線
- 調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約2450ジュール)
- No. 7・S 調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約360ジュール)
- No. 8U 調査測線 (北陸電力: プーマー・マルチチャンネル・約200ジュール)
- NI-10BM 調査測線 (原子力安全・保安院: プーマー・マルチチャンネル)

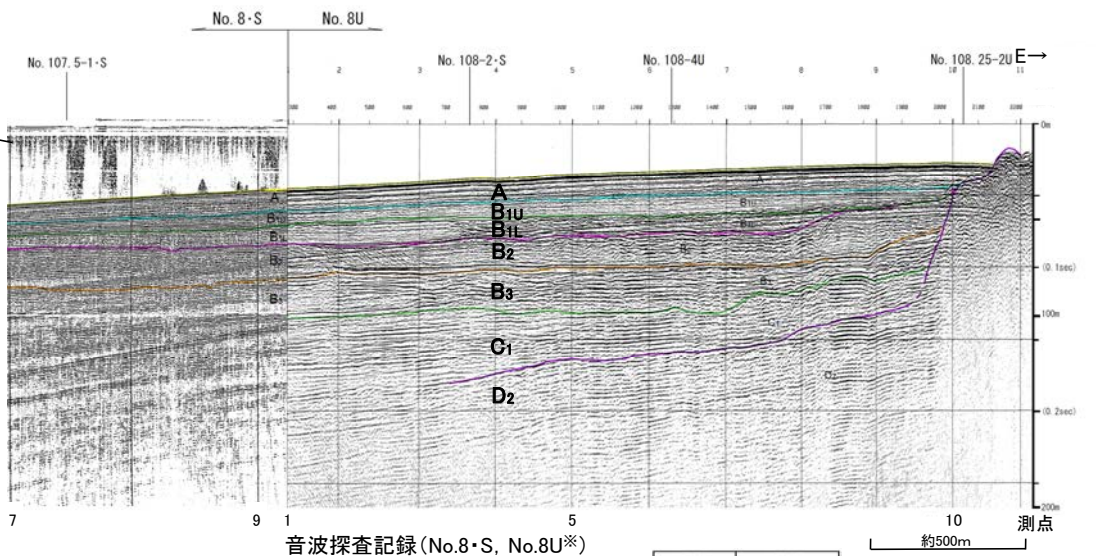
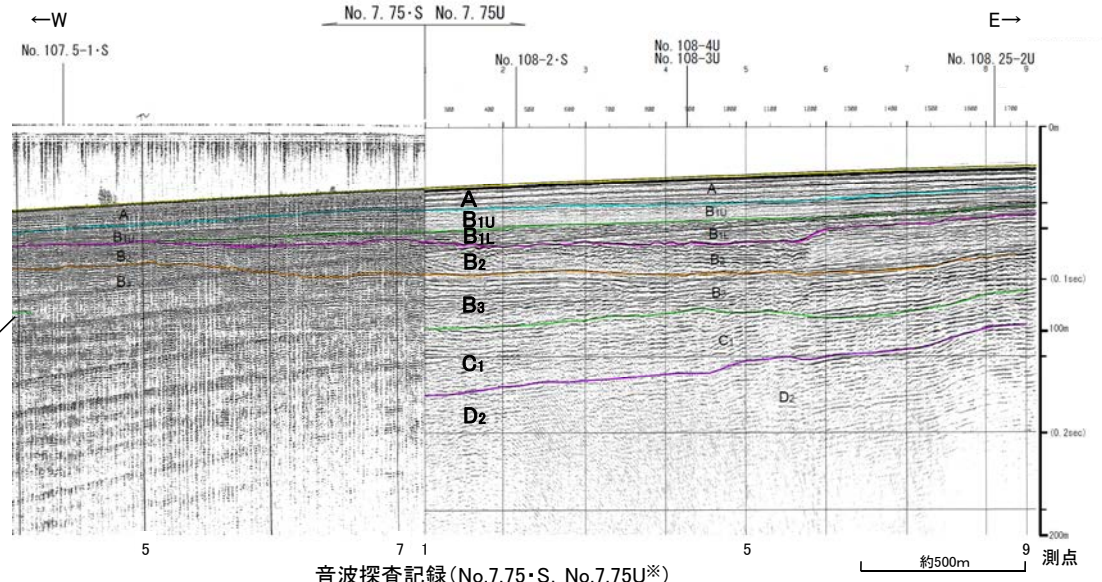
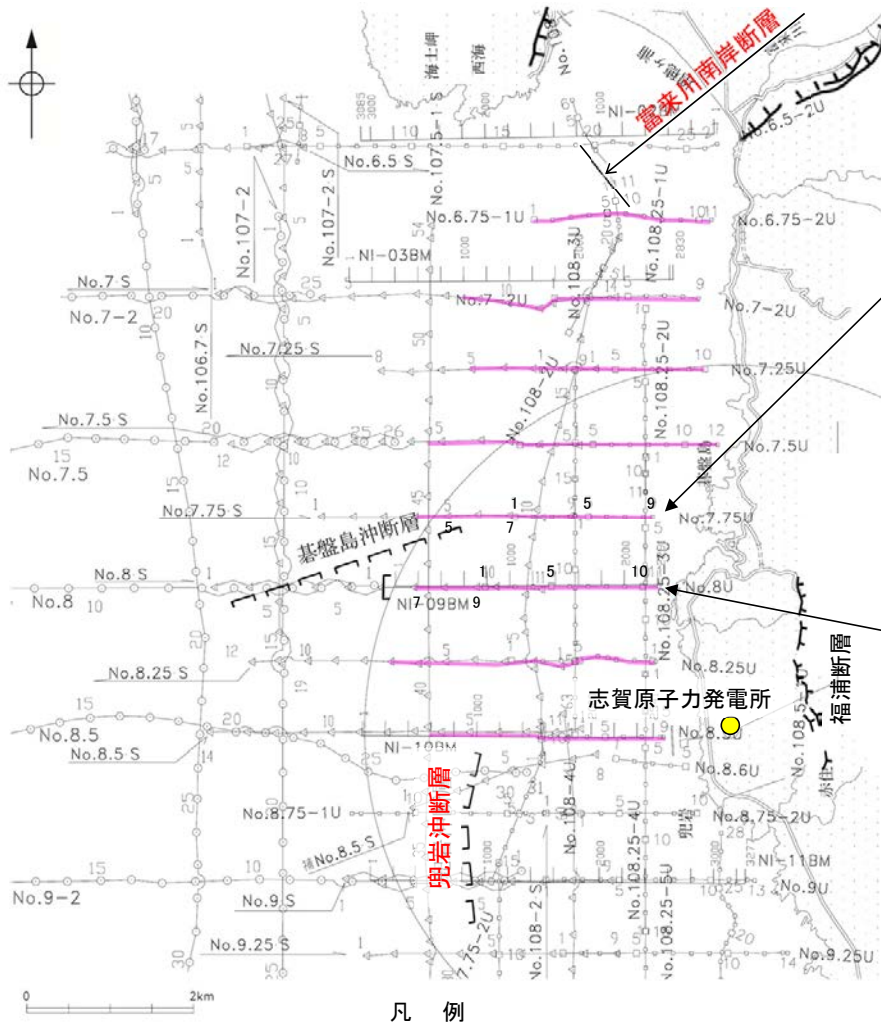
音波探査測線図

地質時代		地質層序
第四紀	全新世	A層
	後期	B _{1U} 層 B _{1L} 層
	中期	B ₂ 層 B ₃ 層
第三紀	新第三紀	C ₁ 層
	古第三紀	D ₁ 層 D ₂ 層



※: 各音波探査記録の全線はデータ集2

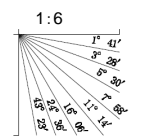
【No.7.75・S測線, No.7.75U測線, No.8・S測線, No.8U測線】



凡例

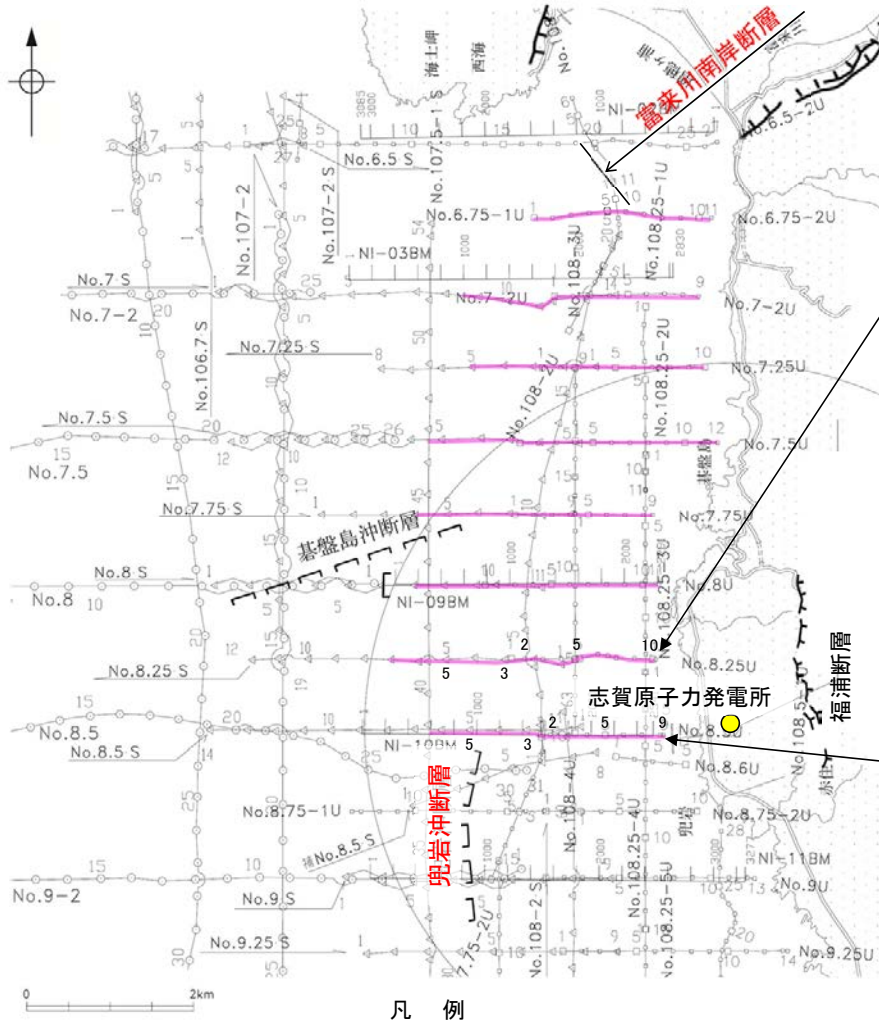
- リニアメント・変動地形: 調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約2450ジュール)
- ケバは低下側を示す。↓は地形面の傾斜の向きを示す。
- 伏在断層: 連続性のない伏在断層
- 富来川南岸断層～兜岩冲断層間の音波探査測線: 調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約360ジュール)
- No. 7.75 S: 調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約360ジュール)
- No. 8U: 調査測線 (北陸電力: プーマー・マルチチャンネル・約200ジュール)
- NI-10BM: 調査測線 (原子力安全・保安院: プーマー・マルチチャンネル)

地質時代	地質層序
第四紀	完新世: A層
	後期: B _{1U} 層, B _{1L} 層
	中期: B ₂ 層, B ₃ 層
第三紀	前期: C ₁ 層
	後期: D ₁ 層, D ₂ 層



※: 各音波探査記録の全線はデータ集2

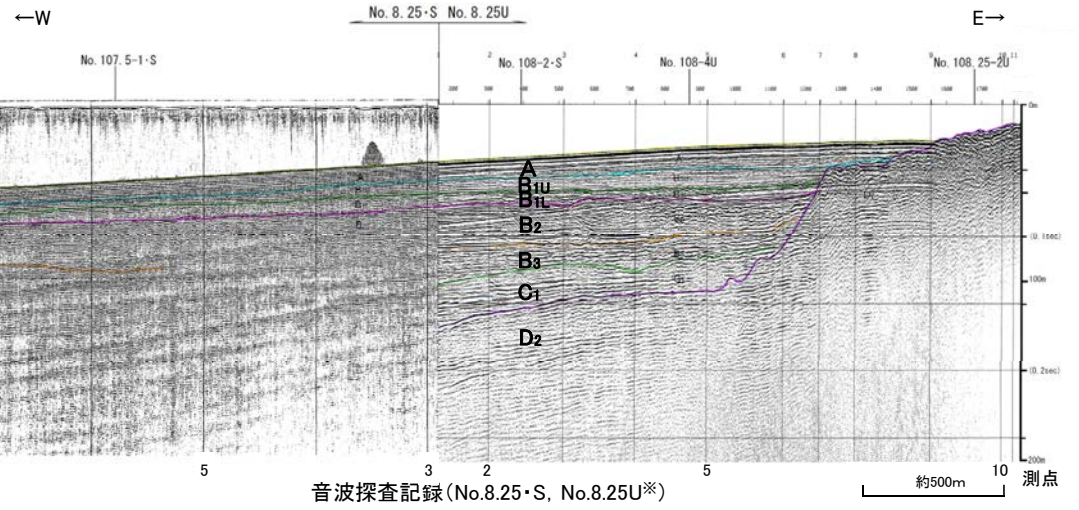
【No.8.25・S測線, No.8.25U測線, No.8.5・S測線, No.8.5U測線】



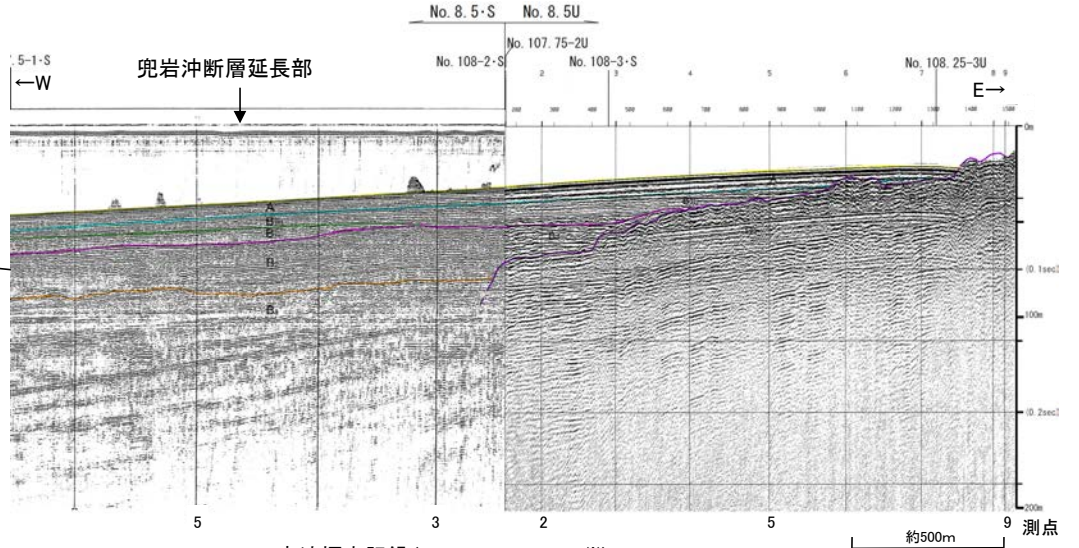
凡例

	リニアメント・変動地形		富来川南岸断層～兜岩冲断層間の音波探査測線
	調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約2450ジュール)		調査測線 (北陸電力: スーパー・シングルチャンネル・約360ジュール)
	調査測線 (北陸電力: プーマー・マルチチャンネル・約200ジュール)		調査測線 (原子力安全・保安院: プーマー・マルチチャンネル)
	伏在断層		
	連続性のない伏在断層		

音波探査測線図

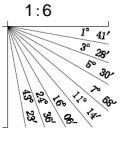


音波探査記録 (No.8.25・S, No.8.25U※)



音波探査記録 (No.8.5・S, No.8.5U※)

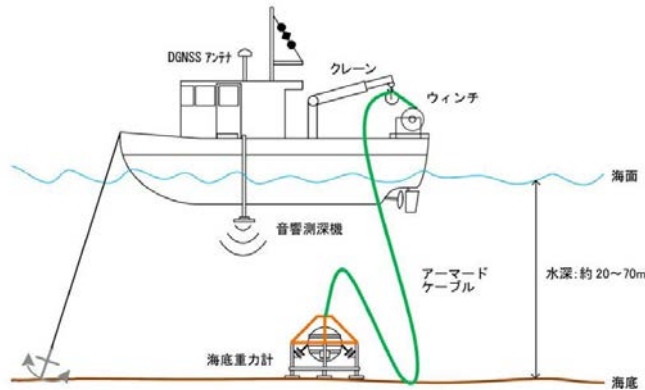
地質時代		地質層序	
第四紀	完新世	A層	
	後期	B _{1U} 層	B _{1L} 層
	中期	B ₂ 層	B ₃ 層
第三紀	前期	C ₁ 層	
	後期	D ₁ 層	D ₂ 層



※:各音波探査記録の全線はデータ集2

2.4.1.2 (2) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造調査 — 海底重力探査(追加調査位置図) —

- 能登半島の重力異常については、村田ほか(2018)により編集されているが、富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域を含む能登半島西岸の沿岸域は重力測定の空白域となっていた。
- このことから、能登半島西岸の海岸線沿い約40km×沖合い約10kmの海域で、陸上重力計と同程度の高精度なデータを取得可能な海底重力計を用いた海底重力探査(測定点数:275点)を実施した。

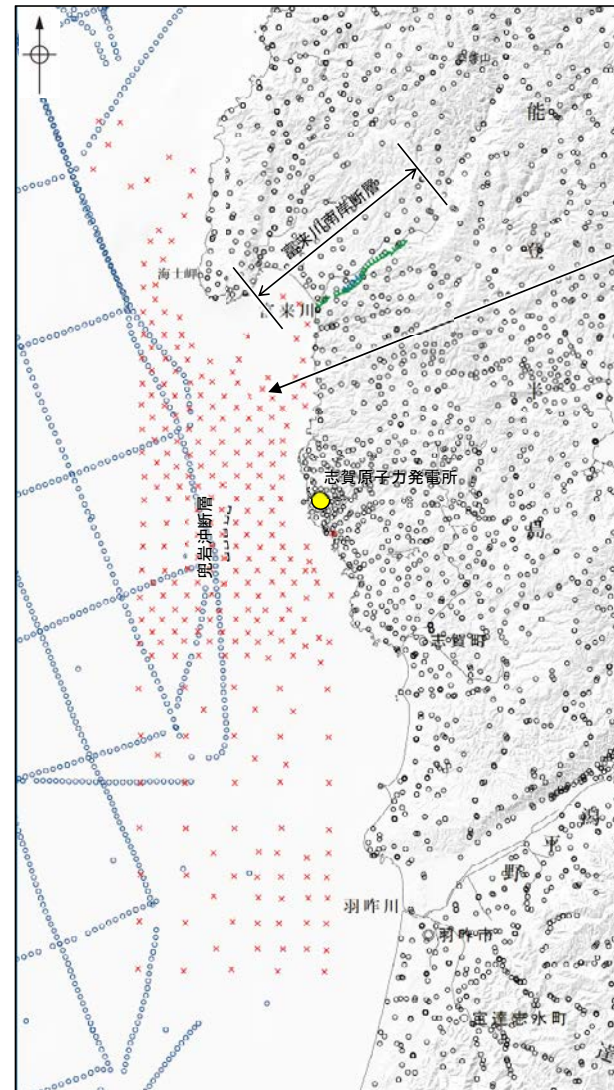


項目	仕様
測定分解能	0.001mGal※
測定レンジ	8,000mGal
測定可能傾斜範囲	±25°以内
容器耐圧水深	600m
大きさ	H92cm×W86cm×L86cm
重量	約190kg (空中) 約100kg (海中)
入力電圧	DC24V DC36～75V (ケーブル接続時)

※:陸上重力計と同程度。

(なお、船上重力計の測定精度は1mGal程度(駒澤, 2003))

測定に用いられたINO海底重力計の測定概要図及び仕様
(石田ほか(2018)に一部加筆)



重力測定点分布

(村田ほか(2018)を一部編集, 海底重力測定点・断層線を加筆)

富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域を含む能登半島西岸の沿岸域は、重力測定が実施されていない空白域であったことから、海底重力計による測定を実施した。

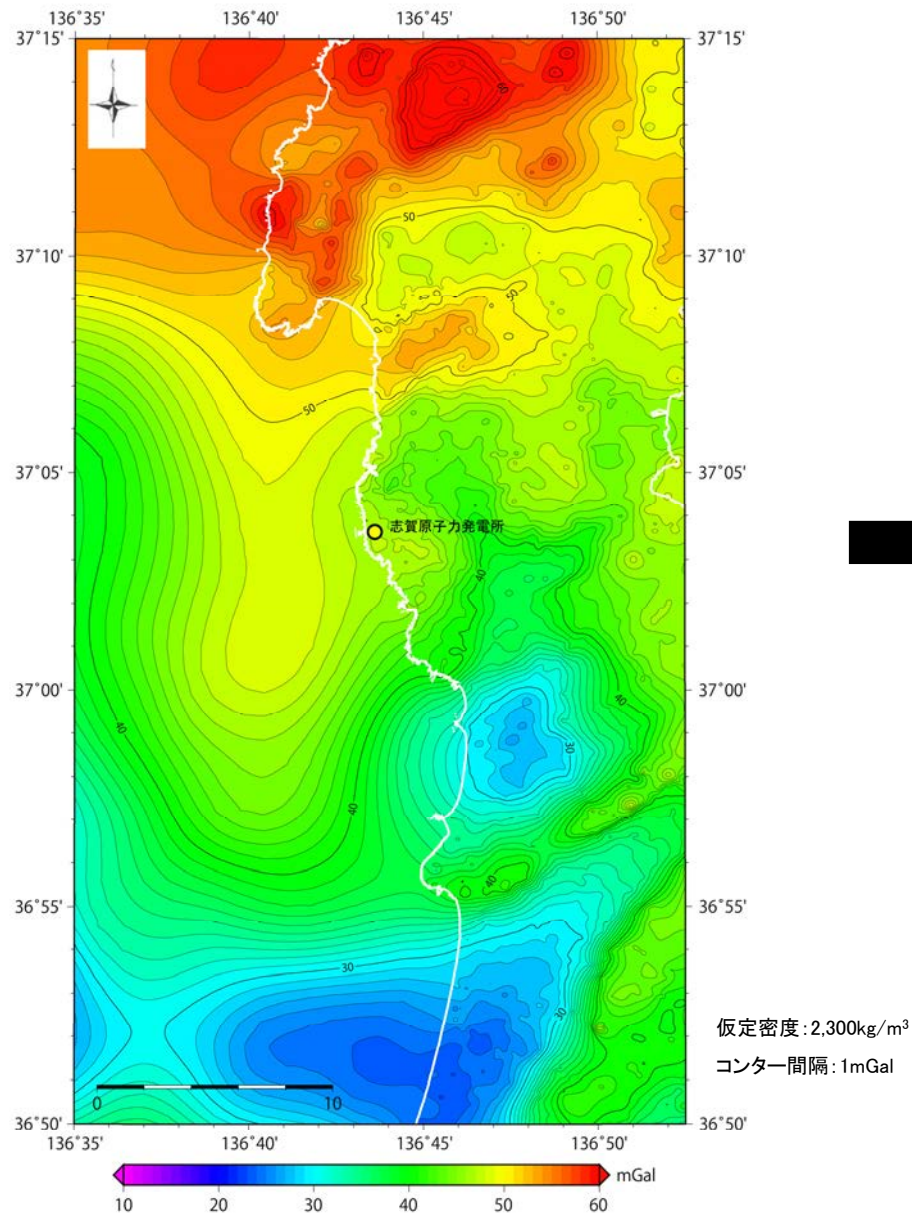
凡例

- 既重力測定点
(黒:陸上重力, 青:船上重力)
- × 海底重力測定点(275点)
- [リニアメント・変動地形]
- Lc (変動地形である可能性が低い)
- Ld (変動地形である可能性は非常に低い)
- ケバは低下側を示す。
- 伏在断層

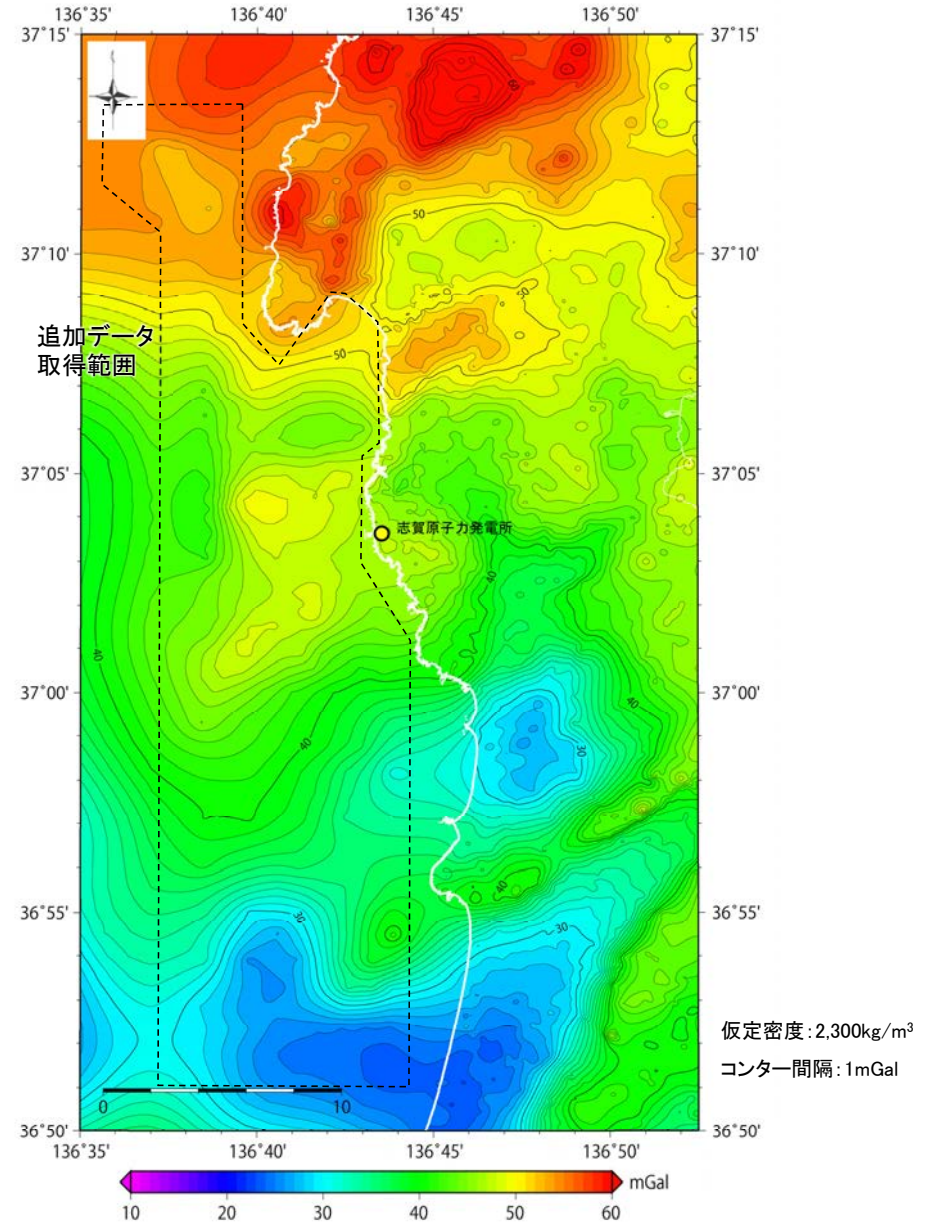
0 10km

2.4.1.2 (2) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造調査 – 海底重力探査(追加調査結果) –

○陸上重力計と同程度の精度を有する海底重力計を用いて、海底重力探査を実施し、従来に比べ高精度のブーゲー異常図を作成した(石田ほか, 2018)。



ブーゲー異常図
(海底重力探査結果なし; 石田ほか(2018))



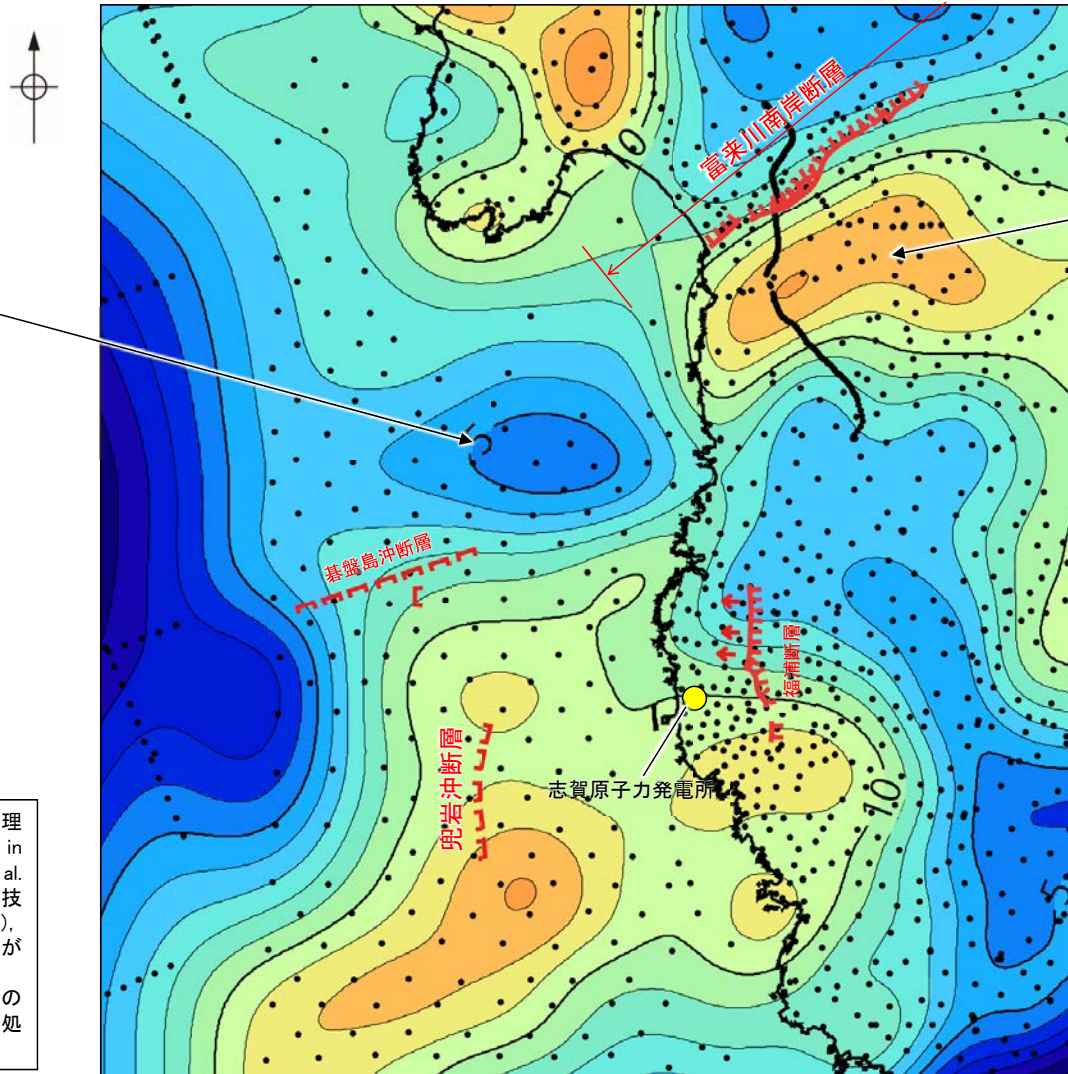
ブーゲー異常図
(海底重力探査結果を含む; 石田ほか(2018)に一部加筆)

2.4.1.2 (2) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造調査 – 海底重力探査(地質構造の検討) –

○高精度のブーゲー異常図によれば、富来川南岸断層に沿って南側に重力異常の高まりが認められるが、南西方海域の兜岩沖断層との間には、東西方向に低重力域が分布しており、富来川南岸断層と兜岩沖断層が連続するような重力構造は認められない。

○また、同データを用いた重力勾配テンソル解析の結果からも、富来川南岸断層の地下構造は、周囲の断層と連続構造を示さない(Hiramatsu et al., 2019, P.194)。

富来川南岸断層～兜岩沖断層間に東西方向に低重力域が分布する。



富来川南岸断層に沿って重力異常の高まりが認められる。

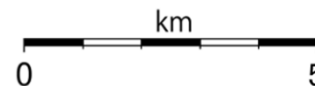
凡 例

- リニアメント・変動地形
- ケバは低下側を示す。
 は地形面の傾斜の向きを示す。
- 伏在断層
- 連続性のない伏在断層

仮定密度: 2,300kg/m³

コンター間隔: 1mGal

●: 測定点



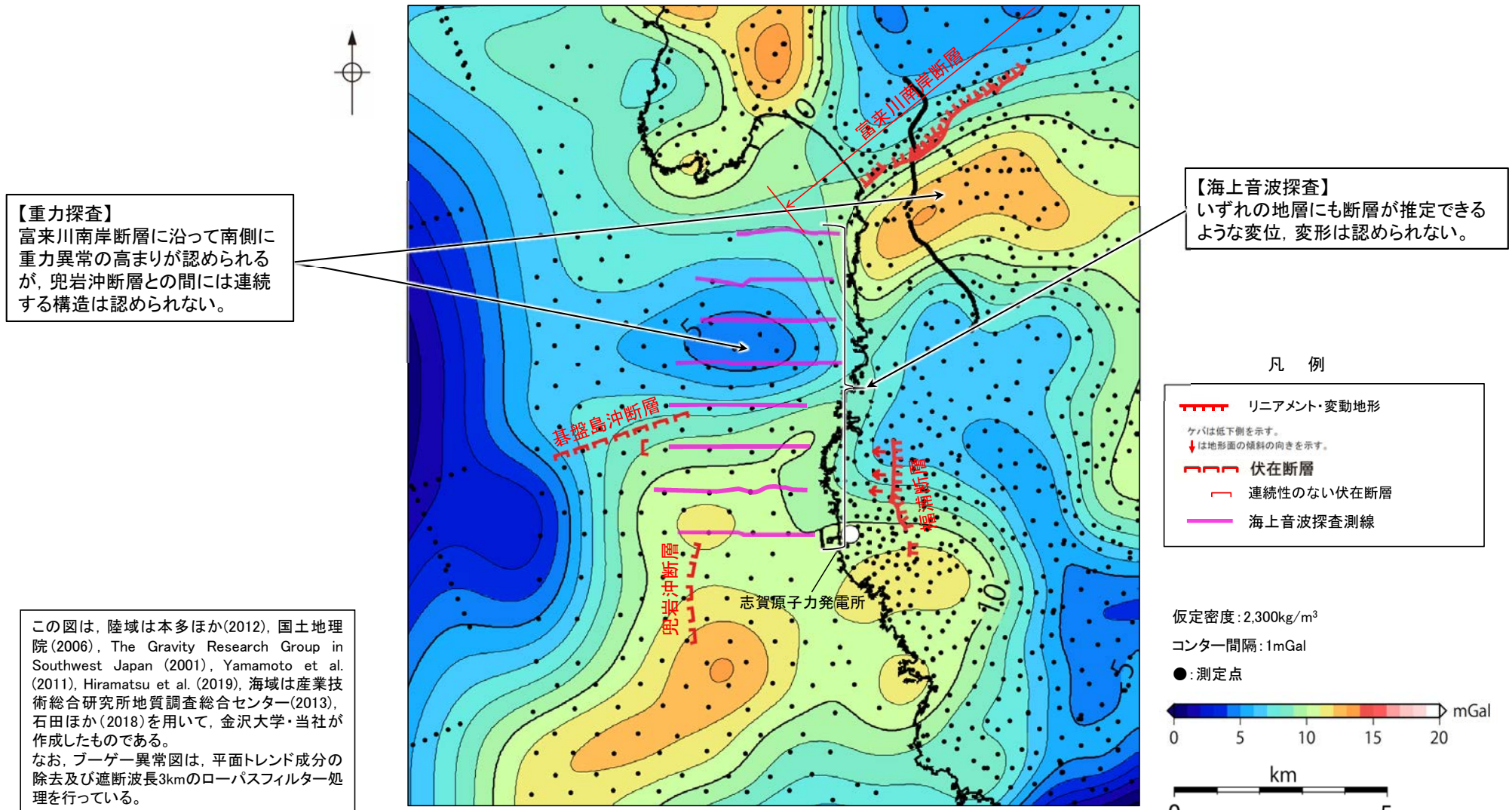
ブーゲー異常図

この図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)、Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成したものである。

なお、ブーゲー異常図は、平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っている。

2.4.1.2 (2) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海域の地質構造調査 ーまとめー

- 富来川南岸断層～兜岩沖断層間における海域の地質構造について、海上音波探査、海底重力測定による重力異常データの拡充により、以下の結果を得た。
 - ・海上音波探査の結果、富来川南岸断層～兜岩沖断層間の海底において、いずれの地層にも断層が推定できるような変位、変形は認められない。
 - ・海底重力探査の結果を加えたブーゲー異常図から、富来川南岸断層に沿って南側に重力異常の高まりが認められるが、南西方海域の兜岩沖断層との間には連続する重力構造は認められない。
- これらを踏まえると、富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造は想定されない。

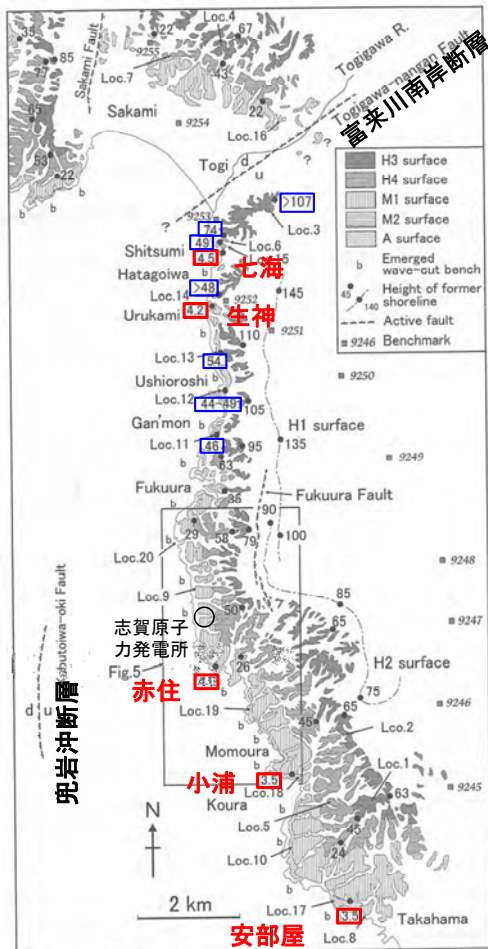


この図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)、Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成したものである。
なお、ブーゲー異常図は、平面トレンド成分の除去及び遮断波長3kmのローパスフィルター処理を行っている。

ブーゲー異常図

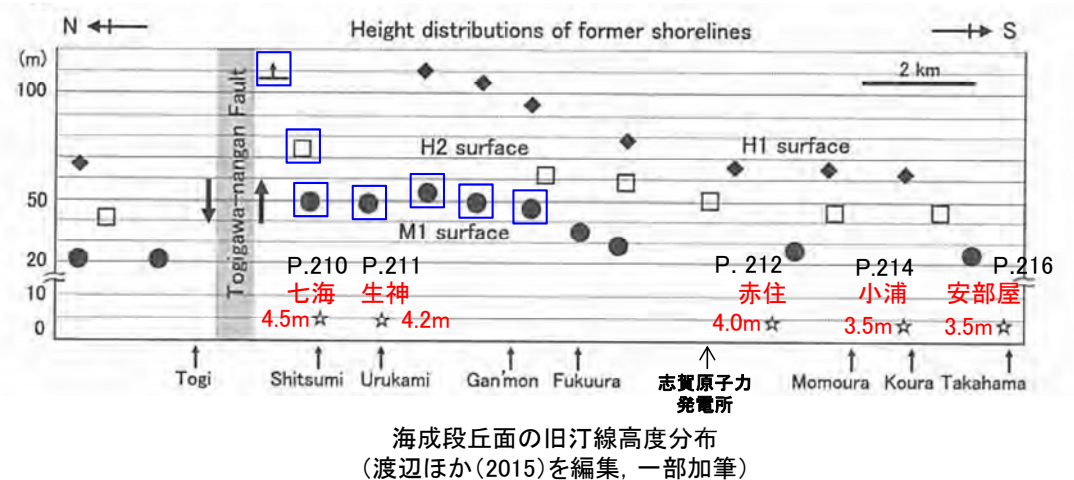
2.4.1.2 (参考) 富来川南岸断層～兜岩沖断層間の地形面の地質調査 ―海岸地形(A面・離水ベンチ)―

- 能登半島西岸域において、渡辺ほか(2015)は、完新世に形成された2段に大別されるベンチ(低位から離水ベンチ, A面)が、間欠的な隆起を唆すると指摘しており、これを富来川南岸断層から兜岩沖断層に連続する構造を推定する根拠としている。
- このA面と離水ベンチの関係を検討するため、A面においてボーリング、トレンチ調査を行った結果、赤住、小浦、安部屋のA面は、下位のベンチとほぼ同程度の高さ(標高約2m)である海成堆積物や岩盤の上面を人工改変土や陸成堆積物が覆っている地形面であることを確認した。
- また、七海、生神のA面は、河川により侵食されたと考えられる基盤岩を、陸成堆積物が厚く覆っていることから、間欠的な隆起に関して検討対象となる地形面ではないことを確認した。
- 上記の調査結果から、本地域における完新世の2段のベンチの存在は想定されない。

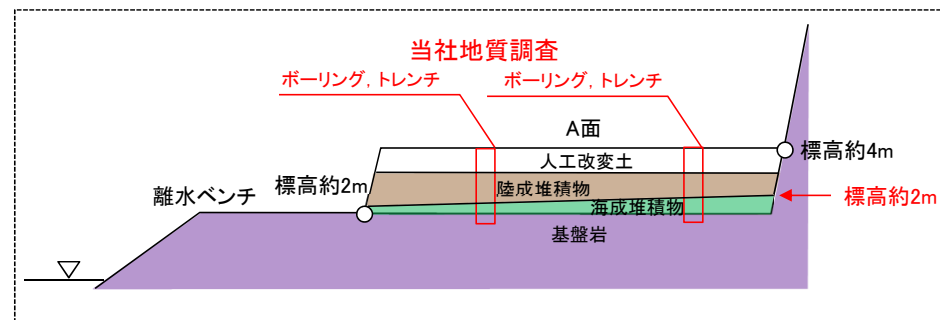


能登半島西岸域の海成段丘面分類図
(渡辺ほか, 2015に一部加筆)

・渡辺ほか(2015)が示すM1面, H面のうち、富来川南岸断層南方の地形面(左図及び右図に青枠で示した地点)については、当社の調査の結果、表層に厚い風成砂層や河川堆積物が分布することから、海成段丘面ではなく古砂丘、古期扇状地面であると評価した(P.180~183)。



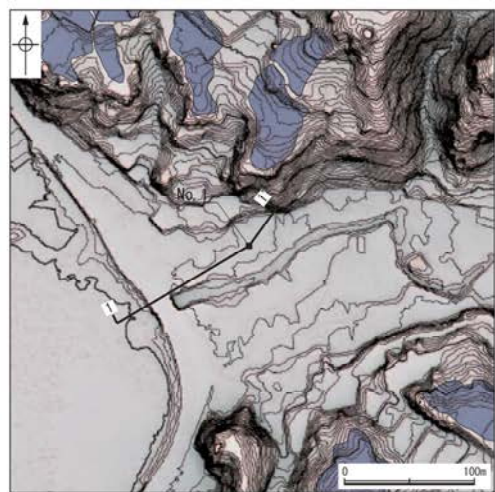
海成段丘面の旧汀線高度分布
(渡辺ほか(2015)を編集, 一部加筆)



当社地質調査結果に基づくA面と離水ベンチの関係

【海岸地形の調査結果】 (七海地点)

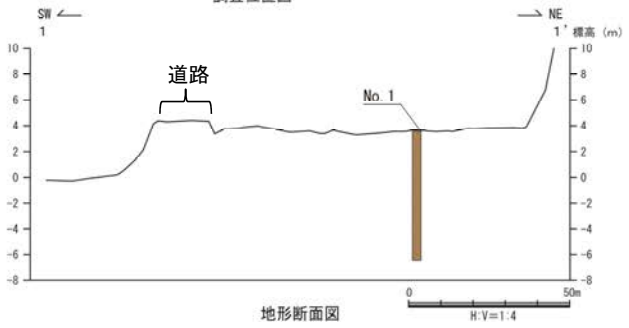
- 七海地点における地形面を構成する地層は、上位より、シルト質砂層、砂礫層、シルト混じり砂層等である。
- シルト質砂層は、シルトを主体とする層相であり、波の営力を受けていない地層と推定されることから、陸成堆積物と考えられる。
- 砂礫層は、一部で比較的淘汰のよい砂層を挟むが、全体として基質の淘汰が悪い砂礫層が主体であり、波の営力による分級作用を受けていないと推定されることから、陸成堆積物と考えられる。
- シルト混じり砂層は、植物根をしばしば含むことから、陸成堆積物と考えられる。
- また、本地形面は河川沿いに位置する。
- よって、本地点は、基盤岩が河川により侵食され、陸成堆積物が厚く分布することから、間欠的な隆起に関して検討対象となる地形面ではないことを確認した。



調査位置図



柱状図
凡例



地形断面図

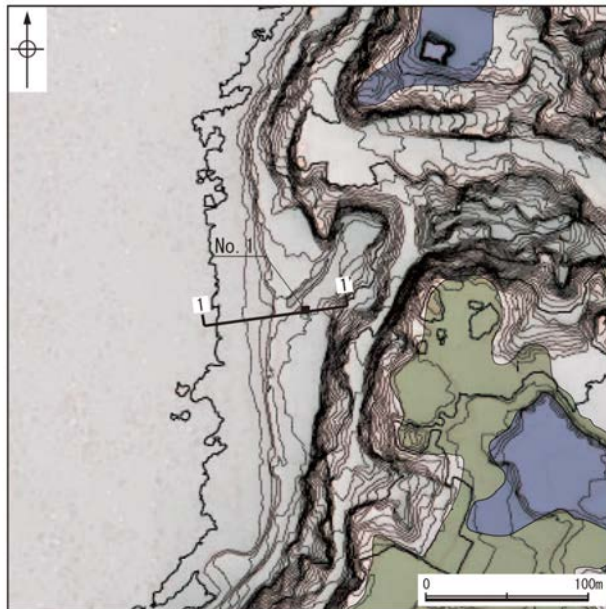


コア写真

【海岸地形の調査結果】

(生神地点)

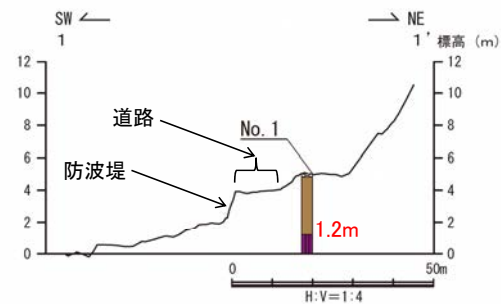
- 生神地点における地形面を構成する地層は、上位より人工改変土、礫混じり粘土層、砂礫層である。
- 礫混じり粘土層は、粘土を主体とし、波の営力を受けていない地層と推定されることから、陸成堆積物と考えられる。
- 砂礫層は、基質がシルト混じり砂～極粗粒砂からなり淘汰が悪く、波の営力による分級作用を受けていないと推定されることから、陸成堆積物と考えられる。
- また、本地形面は河口付近に位置する。
- よって、本地点は、河川により侵食されたと考えられる基盤岩上面を、直接人工改変土や陸成堆積物が覆っていることから、間欠的な隆起に関して検討対象となる地形面ではないことを確認した。



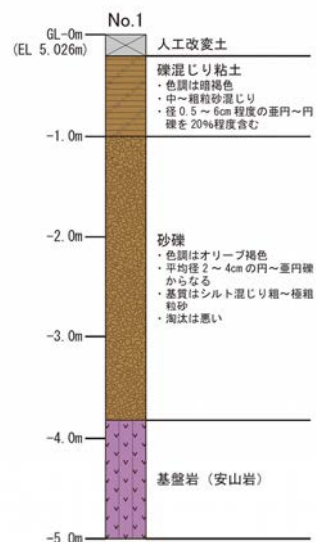
調査位置図

凡例

〔調査位置図〕	〔地形断面図〕	〔柱状図〕
古砂丘	人工改変土	粘土
古期扇状地面	陸成堆積物	砂礫
● No. 1 調査位置	基盤岩	礫混じり
1:1 断面線	人工改変土	人工改変土
	陸成堆積物	陸成堆積物
	海成堆積物	海成堆積物
	基盤岩	基盤岩



地形断面図



柱状図

深度 (m)



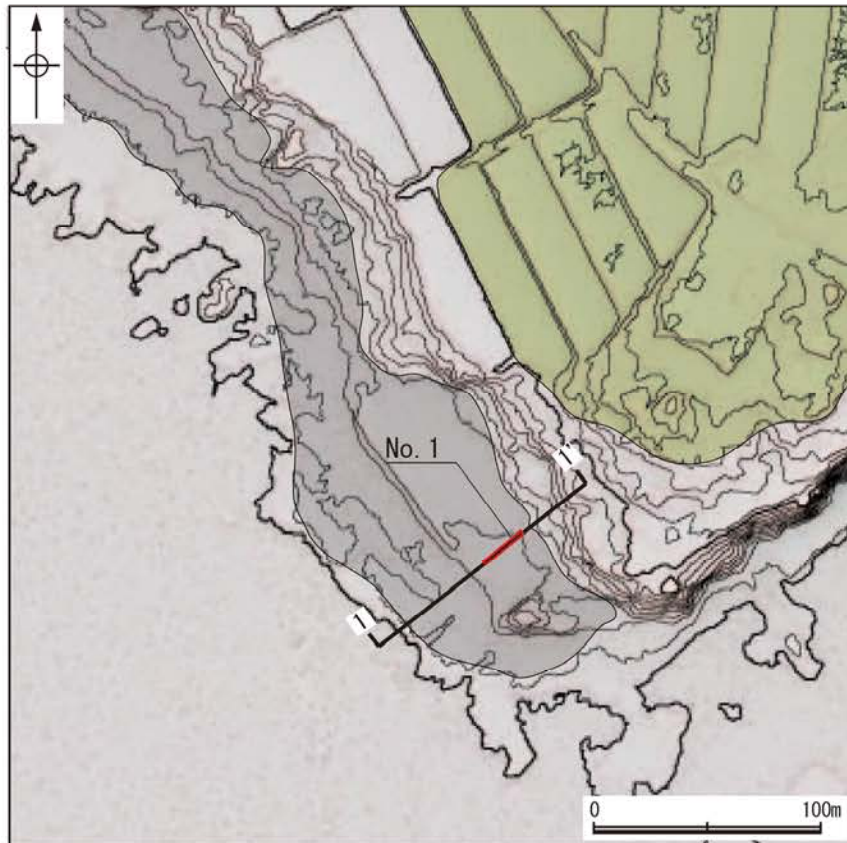
コア写真

深度 (m)

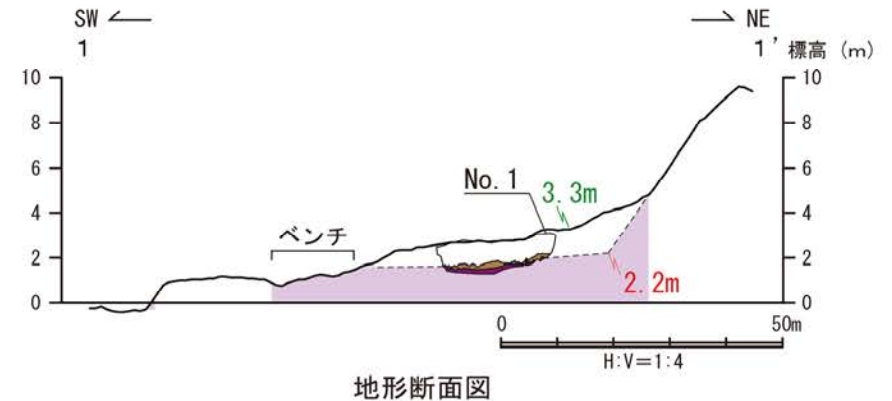
1
2
3
4
5

【海岸地形の調査結果】 (赤住地点)

- 赤住地点における地形面(当社の沖積段丘面に対応)を構成する地層は、人工改変土、砂礫層であり、砂礫層は腐植質で炭化木片を含む部分が多いことから、陸成堆積物(被覆層)と考えられる。
- よって、本地点は、下位のベンチからほぼ同程度の高さ(標高約2m)で連続する基盤岩の上面を、人工改変土や陸成堆積物が覆っている地形面である。



調査位置図

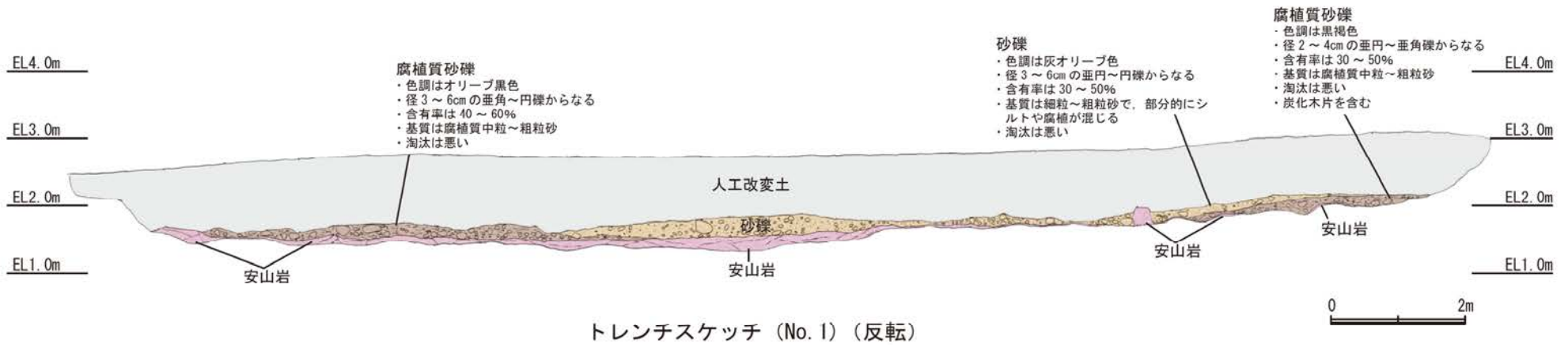


地形断面図

凡 例

〔調査位置図〕	〔地形断面図〕
中位段丘I面	人工改変土
沖積段丘面	陸成堆積物(被覆層)
No. 1 調査位置	基盤岩
1' 断面線	23m 段丘面内縁標高
	20.0m 旧汀線高度

(赤住地点 南東壁面 トレンチスケッチ, 写真)



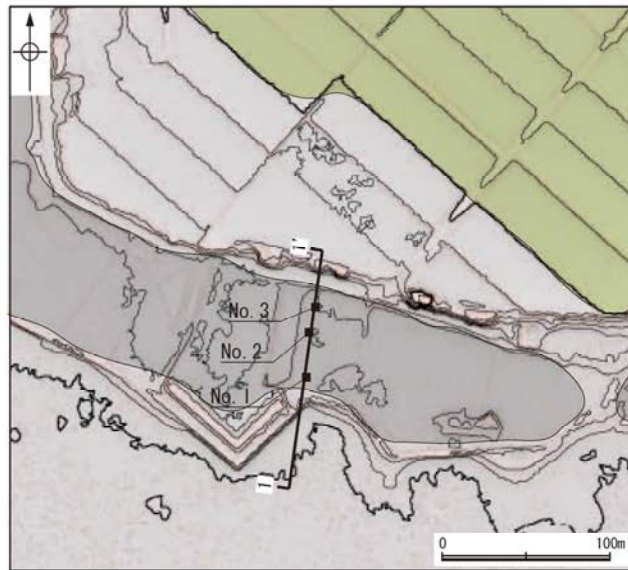
トレンチ写真 (No. 1) (反転)

凡 例

	人工改変土
	陸成堆積物 (被覆層) (1)
	陸成堆積物 (被覆層) (2)
	基盤岩

【海岸地形の調査結果】 （小浦地点）

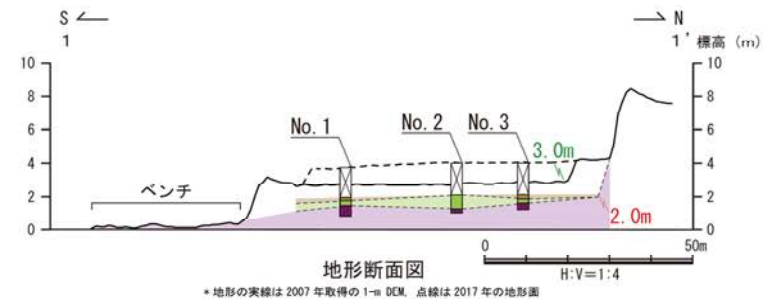
- 小浦地点における地形面(当社の沖積段丘面に対応)を構成する地層は、上位より、人工改変土、礫混じり～砂質シルト層、シルト混じり細粒砂層、砂礫層である。
- 礫混じり～砂質シルト層は、シルトを主体とし、波の営力を受けていない地層と推定されることから、陸成堆積物(被覆層)と考えられる。
- また、シルト混じり細粒砂層は砂質で淘汰が中程度であること、砂礫層は、基質が中粒～細粒砂からなることから、海成堆積物と考えられる。
- よって、本地点は、下位のベンチからほぼ同程度の高さ(標高約2m)で連続する基盤岩及び海成堆積物の上面を、人工改変土や陸成堆積物が覆っている地形面である。



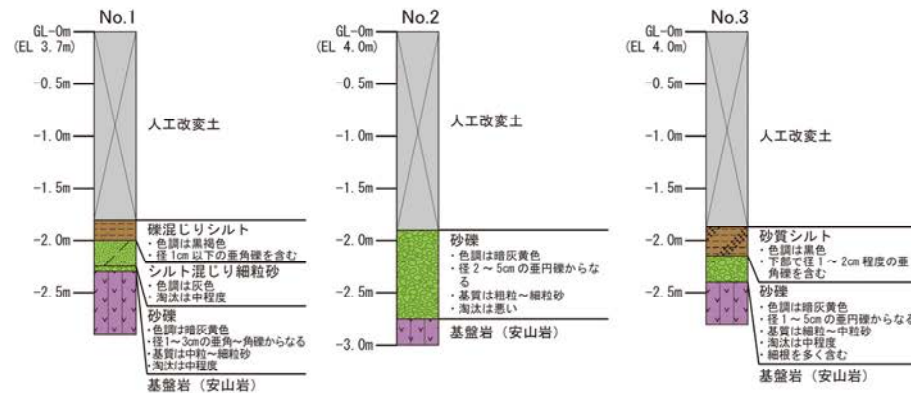
調査位置図

凡 例

〔調査位置図〕	〔地形断面図〕	〔柱状図〕
中位段丘 I 面	人工改変土	シルト
沖積段丘面	陸成堆積物 (被覆層)	砂
● No. 1 調査位置	海成堆積物	砂礫
1 断面線	基盤岩	シルト混じり
	2.3m 段丘面内縁標高	砂質
	20.0m 旧汀線高度	礫混じり
		人工改変土
		陸成堆積物 (被覆層)
		海成堆積物
		基盤岩



* 地形の実線は 2007 年取得の 1-m DCM, 点線は 2017 年の地形面



柱状図

(小浦地点 コア写真)



No.1 コア写真

深度0.0~0.15m, 深度1.0~1.05m及び深度2.0~2.15mは, コアサンプラーの打撃により圧縮されているため, 見掛け上コアが欠如している。



No.2 コア写真

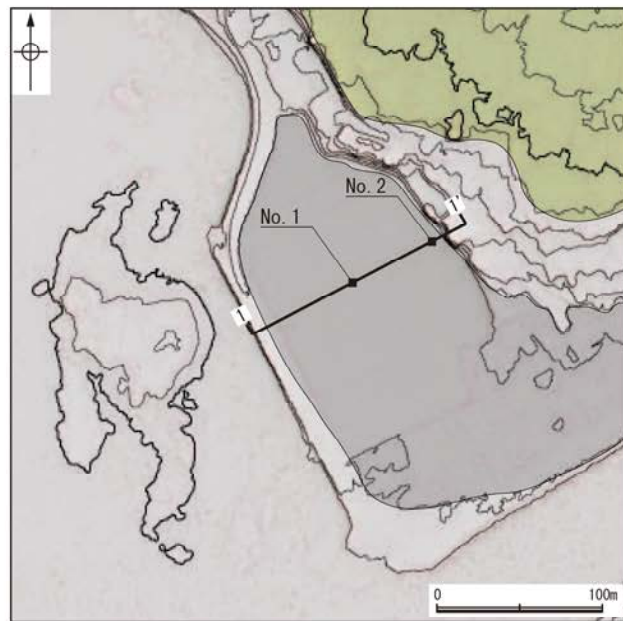
深度0.0~0.1m及び深度2.0~2.22mは, コアサンプラーの打撃により圧縮されているため, 見掛け上コアが欠如している。



No.3 コア写真

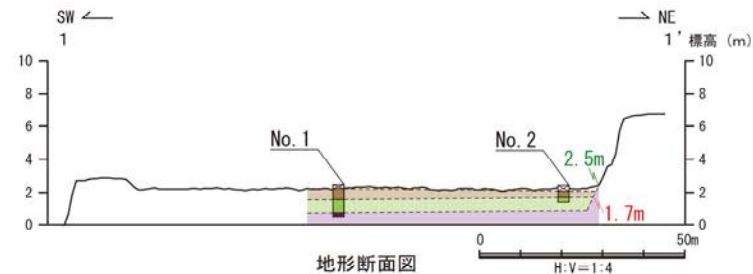
【海岸地形の調査結果】 （安部屋地点）

- 安部屋地点における地形面（当社の沖積段丘面に対応）を構成する地層は、上位より、人工改変土、礫混じりシルト質砂～砂質シルト層、細粒砂層である。
- 礫混じりシルト質砂～砂質シルト層は、全体的に腐植質で炭化物を含むことから、陸成堆積物（被覆層）と考えられる。
- また、細粒砂層は、砂が主体で淘汰が良いことから、海成堆積物と考えられる。
- よって、本地点は、周辺のベンチとほぼ同程度の高さ（標高約2m）で分布する海成堆積物の上面を、人工改変土や陸成堆積物が覆っている地形面である。

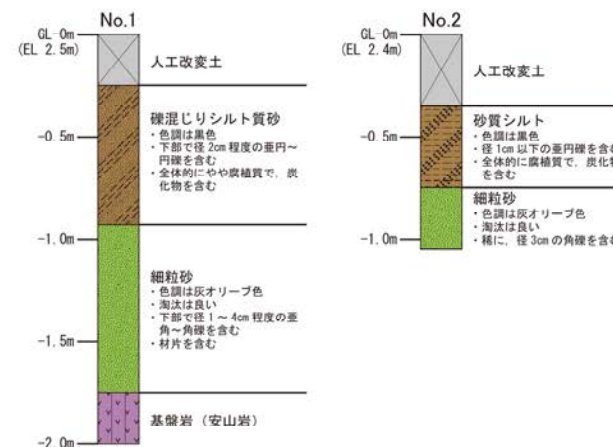


調査位置図

凡例

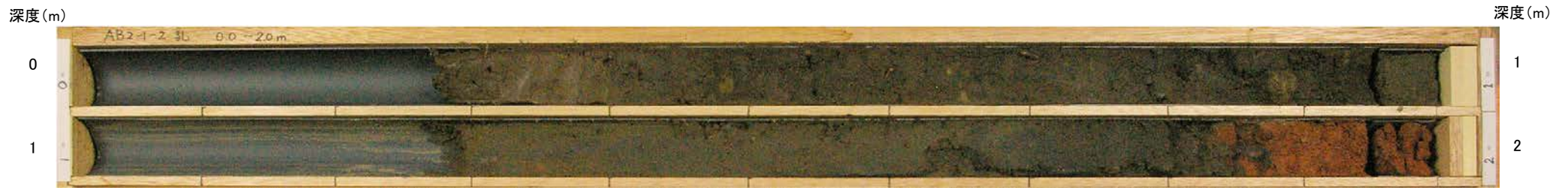


地形断面図



柱状図

(安部屋地点 コア写真)



No.1 コア写真

深度0.0~0.28m及び深度1.0~1.29mは、コアサンプラーの打撃により圧縮されているため、見掛け上コアが欠如している。



No.2 コア写真

深度0.0~0.44mは、コアサンプラーの打撃により圧縮されているため、見掛け上コアが欠如している。

巻末資料1

海域の地質層序について(コメントNo.9)

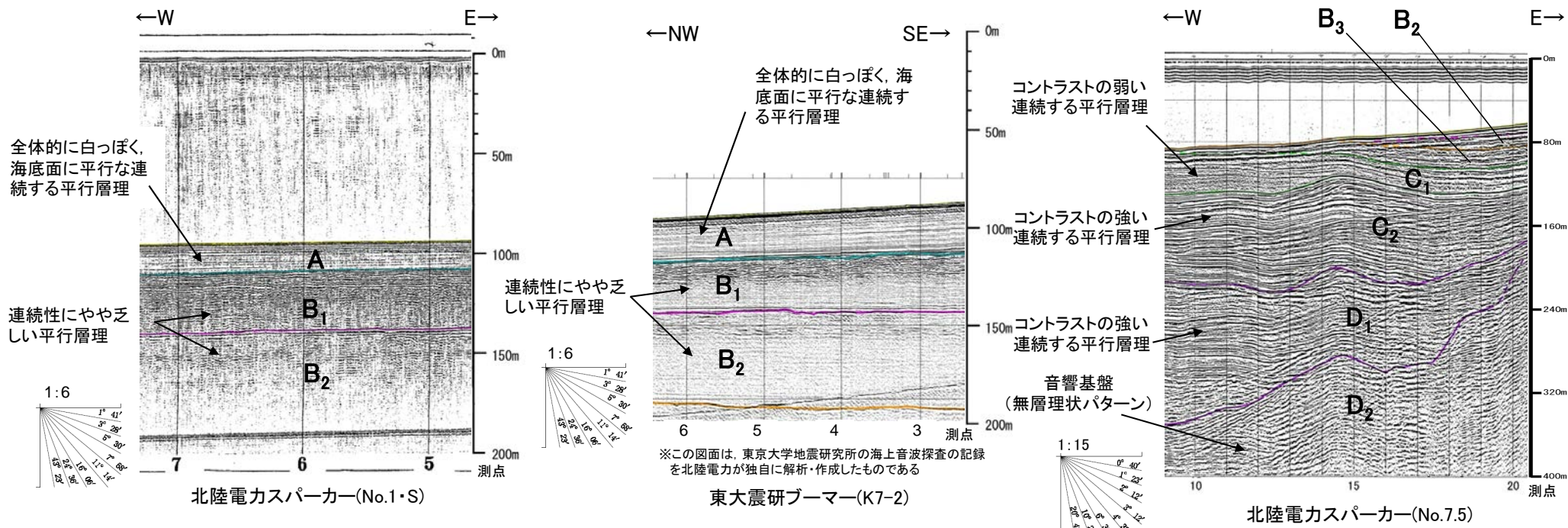
○海域の地質層序については、1号機及び2号機の設置許可申請以降も継続して、音波探査、海上及び陸上ボーリング等を実施して年代評価の確度を向上しており、過去の耐震安全性評価(2009.6)の審議にて、設置許可申請時における評価とは浅部の年代評価を一部変更している。
 ○コメントNo.9のB₁層、B₂層の年代評価も含め、現在の地質層序の年代評価に係る根拠データを下表に整理した。

【地質層序】

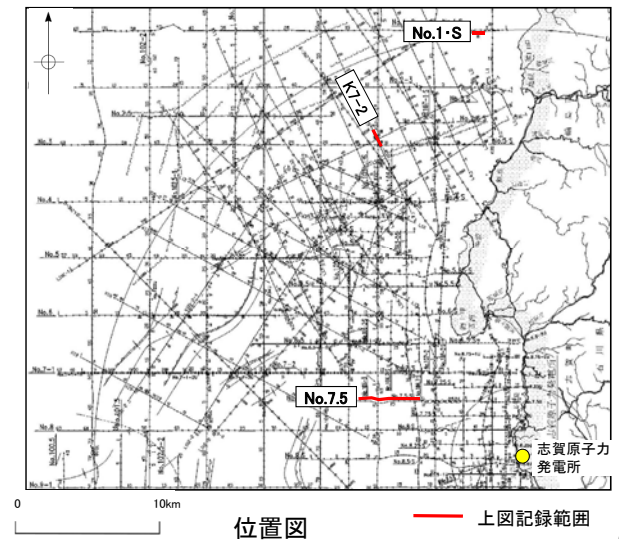
【地質層序の年代評価に係る根拠データ】

地質時代	陸地の地質	海域の地質	音波探査の記録パターンの特徴など		海水準変動曲線との対応	文献との地質層序の対比 (P.224, 225)	堆積速度を用いた上部更新統基底の推定 (P.226~231)	海底試料採取 (補足資料1.2-3(1))	海上ボーリング調査 (補足資料1.2-3(2))	陸上ボーリング調査 (補足資料1.2-3(2))	陸地の地質との連続性 (P.38, 39)								
			敷地前面調査海域 (P.220, 221)	敷地近傍海域 (P.222, 223)															
第四紀	完新世	沖積層	A	・下位層上面を不整合に覆う。 ・水深約140m以浅の大陸棚のほとんどの海域に分布し、沖合いに向かって薄くなる楔状の地層である。	<p>年代 万年前 古地磁気 融業同位体とそれに基づく海面変化 (m) 融業同位体とそれに基づく海面変化 (m) 融業同位体とそれに基づく海面変化 (m)</p>	主に第四紀	BC247~AD1844 (貝等 ¹⁴ C年代値) (池原ほか, 2007) 760±40~9,920±40yBP (貝殻の ¹⁴ C年代値) 1,440±30~9,190±60yBP (木炭の ¹⁴ C年代値) 22,000y.B.P 84,000y.B.P (貝化石ESR年代値) 32,000y.B.P (木片 ¹⁴ C年代値) 静穏な海底(高海水準期)で堆積したと推定される極細粒砂が確認される。 Kktテフラ (32~33万年前)	・AT層準の堆積厚から求めた堆積速度(片山・池原, 2001)を用いて、上部更新統基底の位置を推定すると、同位置はB ₁ 層の内部にある。 ・第四系の堆積厚(天然ガス鉱業会ほか, 1992)を用いて、上部更新統基底の位置を推定すると、同位置はB ₁ 層の内部にある。	・下位層上面を不整合に覆う。 ・大陸棚外縁部において、A層に覆われるプログラデーションパターンが認められる。 ・大陸棚外縁部において、B ₂ 層のプログラデーションパターンにオンラップするパターンが認められる。 ・海進期(オンラップパターン)の地層の直上に高海水準期(水平パターン)の地層が識別される。 ・下位層上面を不整合に覆う。 ・大陸棚外縁部においてプログラデーションパターンが認められる。 ・下位層上面を不整合に覆う。 ・下位層上面を不整合に覆う。 ・下位層上面を不整合に覆う。 ・下位層上面を不整合に覆う。										
				後期						段丘堆積層・高階層等	B ₁	B _{1U}	・下位層上面を不整合に覆う。 ・大陸棚外縁部において、A層に覆われるプログラデーションパターンが認められる。 ・大陸棚外縁部において、B ₂ 層のプログラデーションパターンにオンラップするパターンが認められる。	A/B _{1U} 層境界は、最終氷期(MIS2)の侵食面 B _{1U} /B _{1L} 層境界は、MIS6の侵食面 B _{1L} /B ₂ 層境界は、中期更新世における海水準低下期の侵食面	主に第四紀	22,000y.B.P 84,000y.B.P (貝化石ESR年代値) 32,000y.B.P (木片 ¹⁴ C年代値)	静穏な海底(高海水準期)で堆積したと推定される極細粒砂が確認される。	-	-
	B _{1L}	-	-									-	-	-					
	更新世	中期	埴生階	B ₂						-	-	主に第四紀	-	-	-	-	-		
										B ₃	-							-	-
	鮮新世	前期	水見階	C						C ₁	-	主に鮮新世	-	-	-	-	-		
										C ₂	-							-	-
	新第三紀	中新世	音川階	D						D ₁	-	主に前期中新世の堆積岩類等	-	-	-	-	-		
			東別所階							-	-							-	-
			黒瀬谷階							-	-							-	-
古第三紀	先第三紀	岩稲階	D ₂	-	音響基盤	-	-	-	-	-	-								
		櫛原階		-								-	-	-					
		花崗岩・片麻岩等									海岸に露出する穴水累層上面はD ₂ 層上面に連続する。								

- 敷地前面調査海域において、音波探査の記録パターンから地層区分を行った。
- 敷地前面調査海域の海底地質については、音波探査の記録パターンにより上位からA層、B層、C層及びD層に区分される。
- B層、C層、D層については、記録パターンによってさらに細区分される(D₂層は音響基盤)。

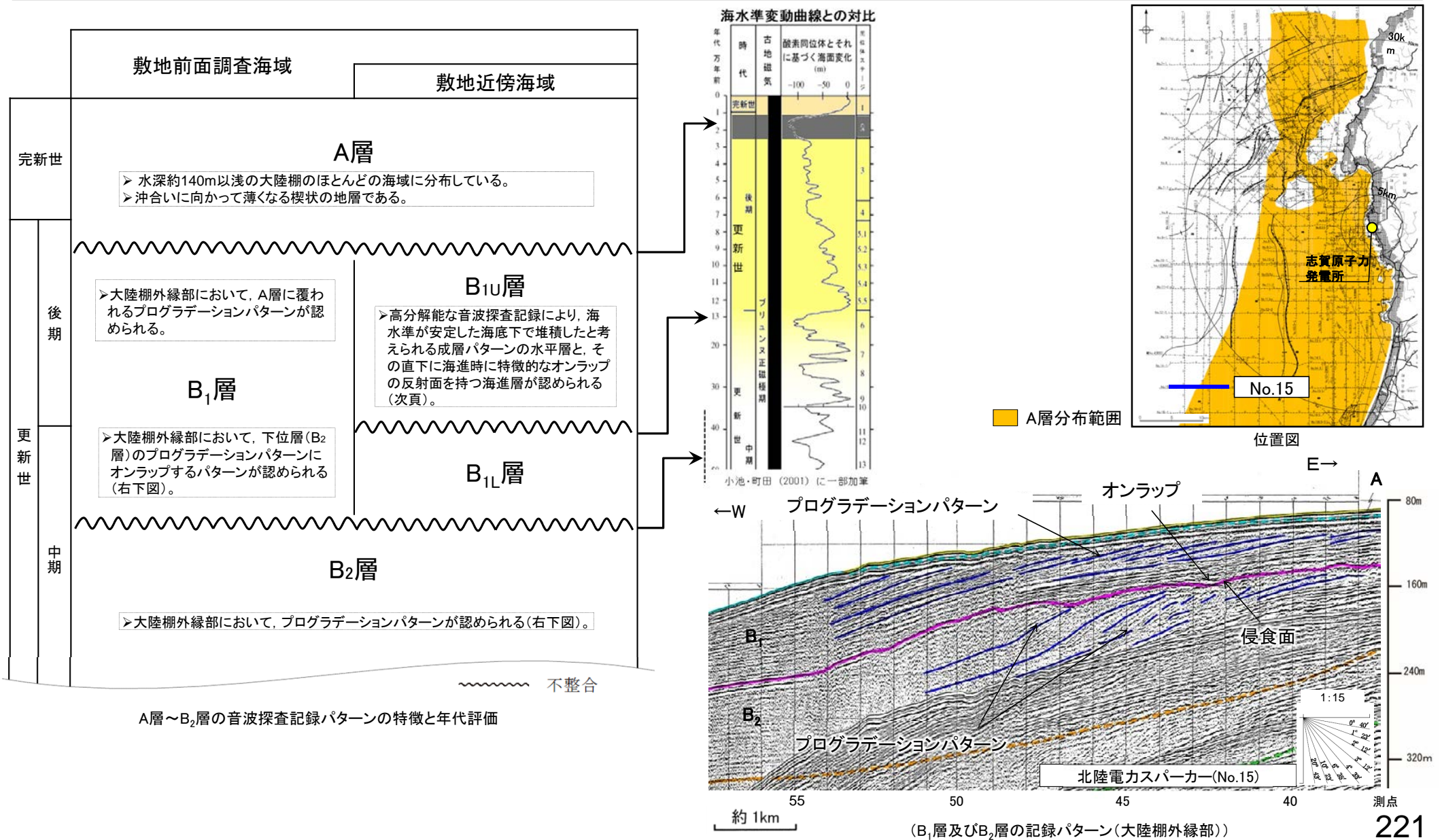


		地層境界・堆積構造	記録パターンの特徴
A	層	下位層上面の侵食面を不整合に覆う。	反射パターンは、全体に白っぽく、その中に海底面に平行な連続する数条の平行層理を示す。
B	B ₁	下位層上面の侵食面を不整合に覆う。	沿岸部では、連続性にやや乏しい平行層理が認められ、沖合部では海底面に平行なやや細い平行層理が認められる。
	B ₂	沿岸域で下位層上面が起伏面の場合は、顕著な不整合関係を示す。	
	B ₃		
C	C ₁	下位層上面を傾斜不整合またはオンラップ状の不整合で覆う。	C ₁ 層ではコントラストの弱い連続する平行層理が認められる。
	C ₂		C ₂ 層ではコントラストの強い連続する平行層理が認められる。
D	D ₁	下位層上面を傾斜不整合またはオンラップ状の顕著な不整合で覆う。	コントラストの強い連続する平行層理が認められる。
	D ₂	音響基盤	無層理状パターン



[1-1]音波探査の記録パターンの特徴など - 敷地前面調査海域(A層, B₁層, B₂層の年代) -

- A層は、水深約140m以浅の大陸棚のほとんどの海域に分布し、沖合に向かって薄くなる楔状の地層である。
- B₁層は、大陸棚外縁部において、A層に覆われるプログラデーションパターンが認められ、さらにB₂層のプログラデーションパターンにオンラップするパターンが認められる。B₂層は、大陸棚外縁部においてプログラデーションパターンが認められる。
- 海水準変動曲線を考慮すると、A/B₁層境界は最終氷期(ステージ2)の侵食面、B₁/B₂層境界は中期更新世における海水準低下期の侵食面に対応すると判断される(ステージ6の侵食面に対応すると判断されるB_{1U}/B_{1L}層境界の詳細についてはP.223)。

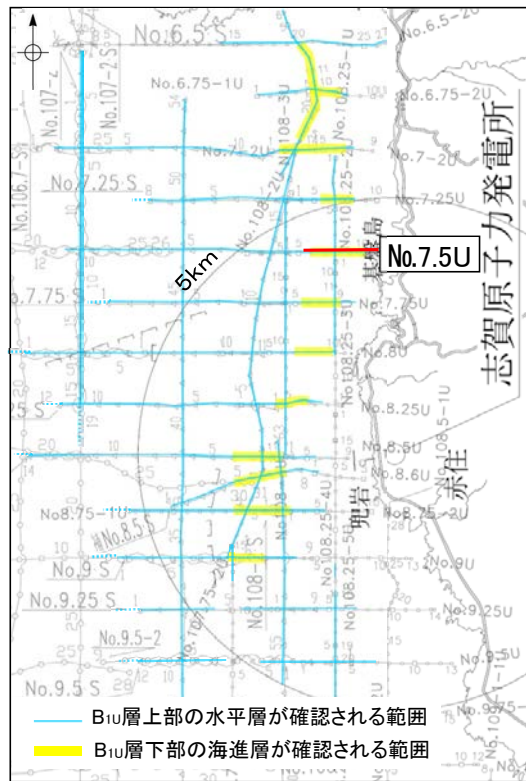


[1-2]音波探査の記録パターンの特徴など - 敷地近傍海域(B₁層の細区分) -

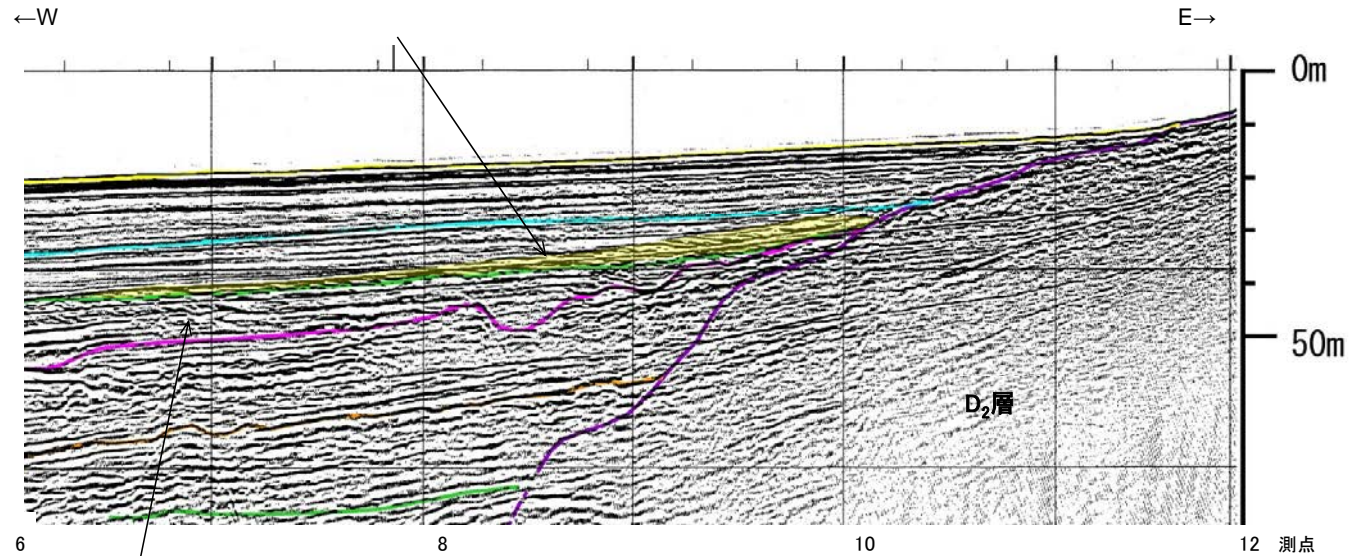
- 敷地近傍海域を含む沿岸域で実施した高分解能音波探査記録から、B₁層について詳細に記録パターンの解析を行った。
- 高分解能な音波探査記録を丹念に解析すると、敷地近傍の海域のB₁層は、記録パターンにより上部のB_{1U}層と下部のB_{1L}層に細区分される。
- B_{1U}層には、海水準が安定した海底下で堆積したものと考えられる水平パターンが認められ、その直下に海進期の堆積物と考えられるオンラップパターンが識別される。
- B_{1U}層の水平パターンは敷地近傍の海域のほぼ全域で確認される。

B_{1U}層の記録パターン

海底面に平行でほぼ水平な成層パターンを示し、その直下に海進期の堆積物と考えられるオンラップパターン(黄色)が識別される。



位置図



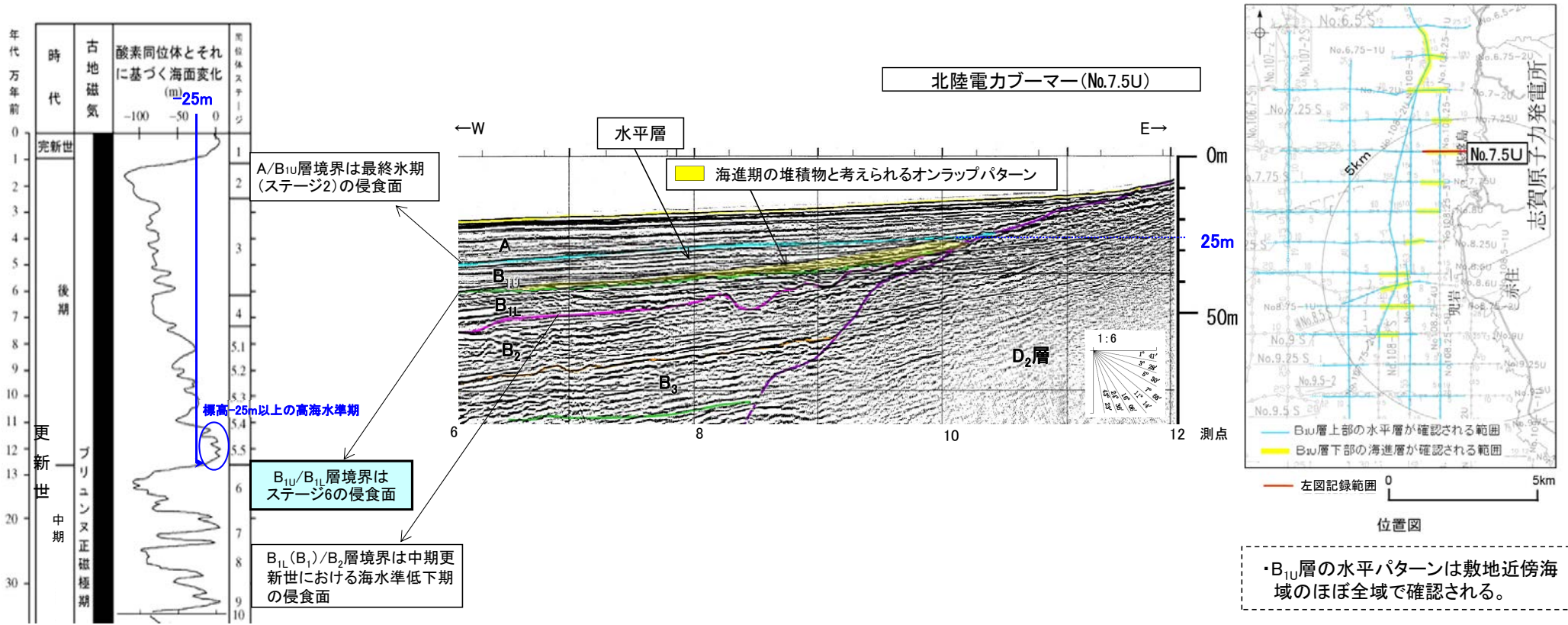
北陸電カブーマー(No.7.5U)

B_{1L}層の記録パターン

侵食面上のやや乱れたパターンが多い。

- B_{1U}層, B_{1L}層の記録パターンから年代評価を行った。
- B_{1U}層下部の海進層は、標高約-25mにまで分布することから、堆積時の海水準は標高約-25m以上であったと考えられる。
- B_{1U}層上部の水平層は、ほぼ水平に堆積していることから、海進期以降、海水準が安定した高海水準下の静穏な海底※で堆積したものと考えられ、海進層が形成された海進期から高海水準期にかけて連続的に堆積したことが推定される。
- 以上のことから、分布深度、記録パターンから推定される堆積構造、海水準変動曲線(小池・町田, 2001)を考慮すると、B_{1U}/B_{1L}層境界は、ステージ6の侵食面に対比され、B_{1U}層はそれに続く最終間氷期の堆積物を含む地層と判断される。

※池原ほか(2007)によれば、海進面は水深約35m以浅で形成されることから、それに連続して形成された水平層が堆積した時期の水深は約35m以上であったものと考えられる。



海水準変動曲線との対比
(小池・町田(2001)に一部加筆)

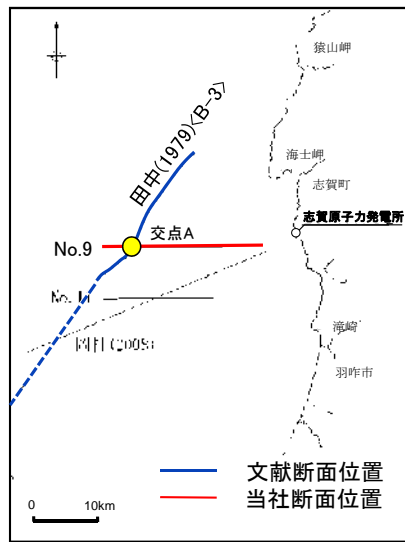
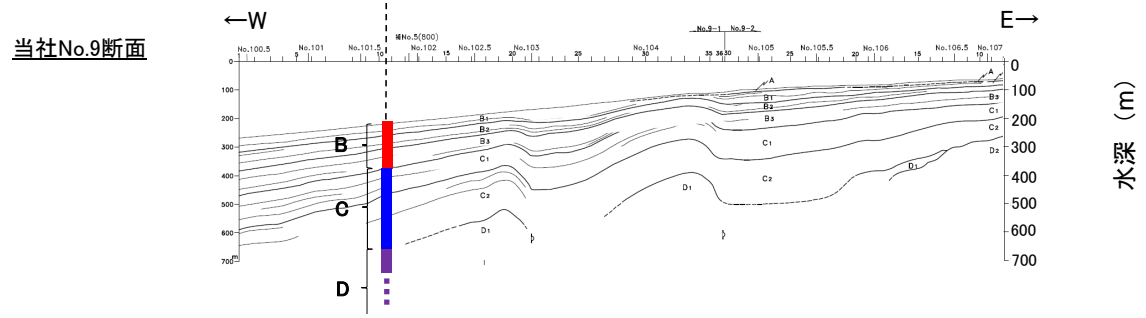
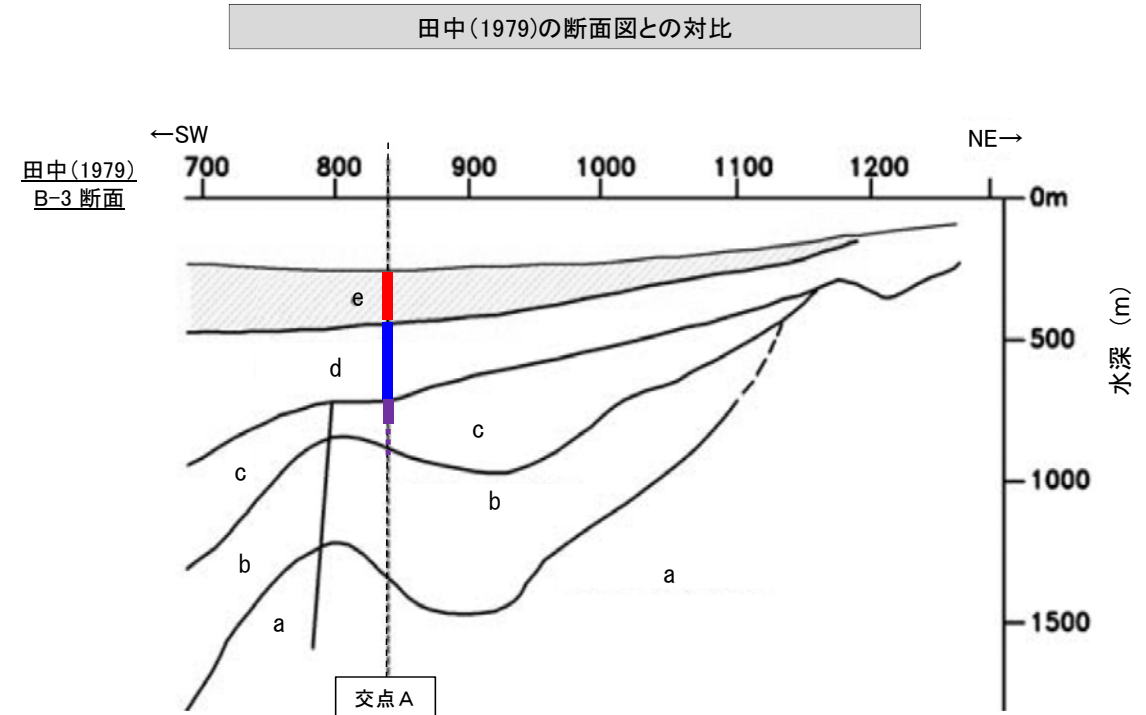
・B_{1U}層の水平パターンは敷地近傍海域のほぼ全域で確認される。

[1-3]文献との地層層序の対比 — 田中(1979)との対比 —

○音波探査の記録パターンにより区分されたA層～D層の4層について、地質年代を確認するために、田中(1979)に示されている断面図と当社解析測線との交点において地質層序の対比を行った。
 ○対比の結果、当社のB層以浅は田中(1979)のe層、C層は田中(1979)のd層、D層は田中(1979)のc層以深に対比され、その地質時代は概ね整合している。

当社地質層序			田中(1979)地質層序	
地質時代	陸域の地質	海域の地質	層序	
第四紀	完新世	沖積層	A	
	更新世	後期	B	B ₁
		中期		B ₂
		前期		B ₃
	鮮新世	水見階	C	C ₁ C ₂
新第三紀	中新世	音川階	D	D ₁
		東別所階		D ₂
		黒瀬谷階		
		岩稻階		
古第三紀	楡原階	D ₂		
先第三紀	花崗岩・片麻岩等			

断面図による層厚対比



断面对比位置図

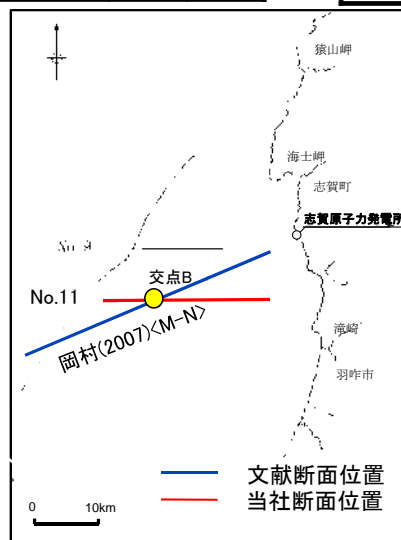
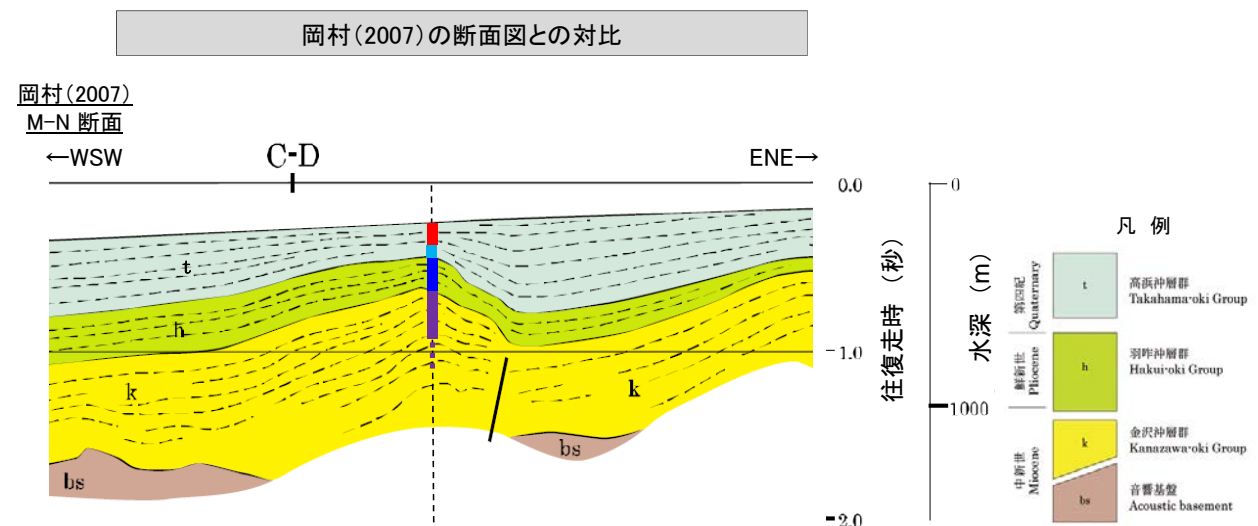
[1-3] 文献との地層層序の対比 — 岡村(2007)との対比 —

○ 音波探査の記録パターンにより区分されたA層～D層の4層について、地質年代を確認するために、岡村(2007)に示されている断面図と当社解析測線との交点において地質層序の対比を行った。

○ 当社のB層及びC₁層以浅は岡村(2007)のt層, C₂層は岡村(2007)のh層, D層は岡村(2007)のk層以深に対比され、その地質年代は概ね整合している。

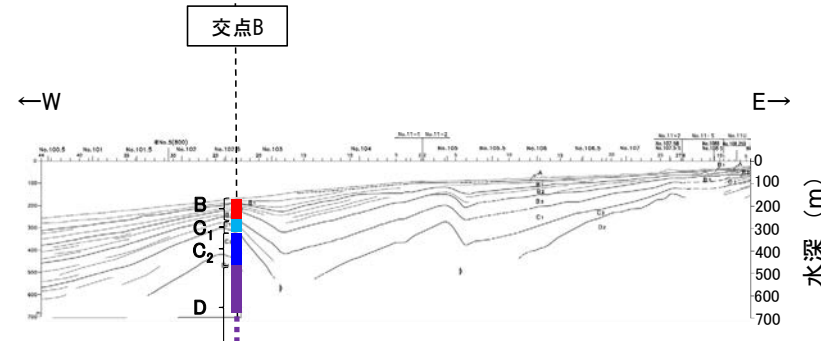
当社地質層序			岡村(2007)地質層序			
地質時代	陸域の地質	海域の地質	地質時代	地質		
第四紀	完新世	沖積層	主に第四紀	t		
	更新世	後期			B	B ₁
		中期				
	前期	水見階			C	C ₁
新第三紀	鮮新世	音川階	主に鮮新世	h		
	中新世	東別所階	前期～後期中新世	k		
		黒瀬谷階				
		岩福階				
	古第三紀	榆原階	主に前期中新世の堆積岩類等	bs		
先第三紀	花崗岩・片麻岩等					

断面図による層厚対比



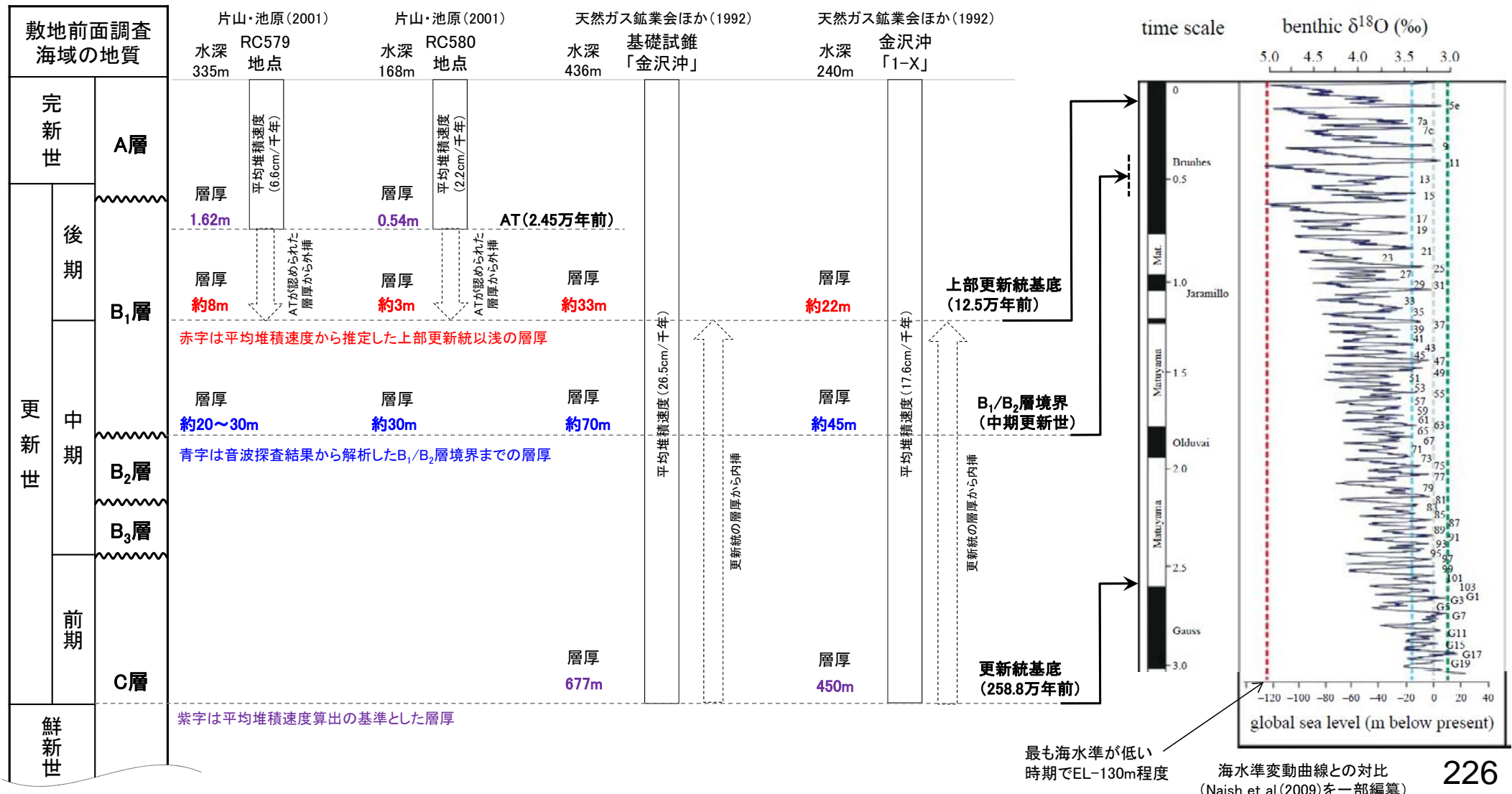
断面对比位置図

当社No.11断面



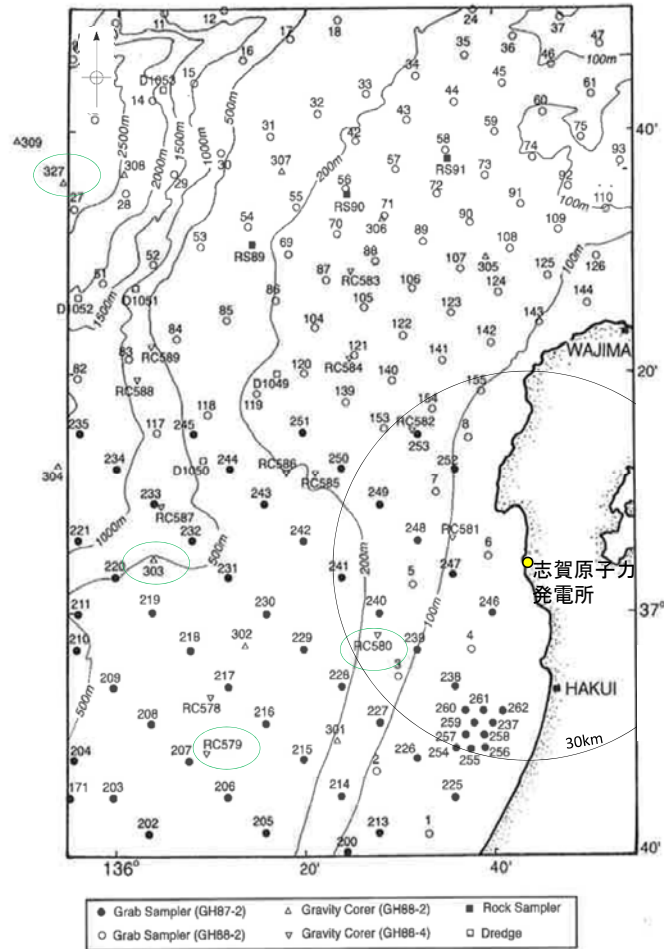
[1-4]堆積速度を用いた上部更新統基底の推定 — 検討結果 —

- B₁層及びB₂層の年代については、音響層序学的区分や海底試料採取、海上・陸上ボーリングから、B₁層は中期～後期更新世、B₂層は中期更新世の地層と評価した。これらの年代の妥当性について、文献の試錐データを基に、平均堆積速度を用いて確認した。
- 片山・池原(2001)による能登半島西方におけるAT(2.45万年前)以降の平均堆積速度(RC579:6.6cm/千年, RC580:2.2cm/千年)を基に上部更新統以浅の層厚を外挿し算出した。その結果、推定した上部更新統以浅の層厚はそれぞれRC579:約8m, RC580:約3mとなり、その地点におけるB₁/B₂層境界までの層厚(RC579:約20~30m, RC580:約30m)より小さい。
- また、天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)の試錐データを用い、更新統以浅の層厚(金沢沖:677m, 1-X:450m)を基に、平均堆積速度(金沢沖:26.5cm/千年, 1-X:17.6cm/千年)を算出し、上部更新統以浅の層厚を内挿し算出した。その結果、推定した上部更新統以浅の層厚はそれぞれ金沢沖:約33m, 1-X:約22mとなり、その地点におけるB₁/B₂層境界までの層厚(金沢沖:約70m, 1-X:約45m)より小さい。
- 以上のことから、両文献の試錐データを基に算出した平均堆積速度は、文献及び地点によって違いがあるものの、それらから推定した上部更新統以浅の層厚は、いずれもそれぞれの地点でのB₁/B₂層境界までの層厚より小さいことから、B₁/B₂層境界は少なくとも中期更新世であると判断され、音響層序学的区分等により評価したB₁層及びB₂層の年代と整合的であることが確認された。

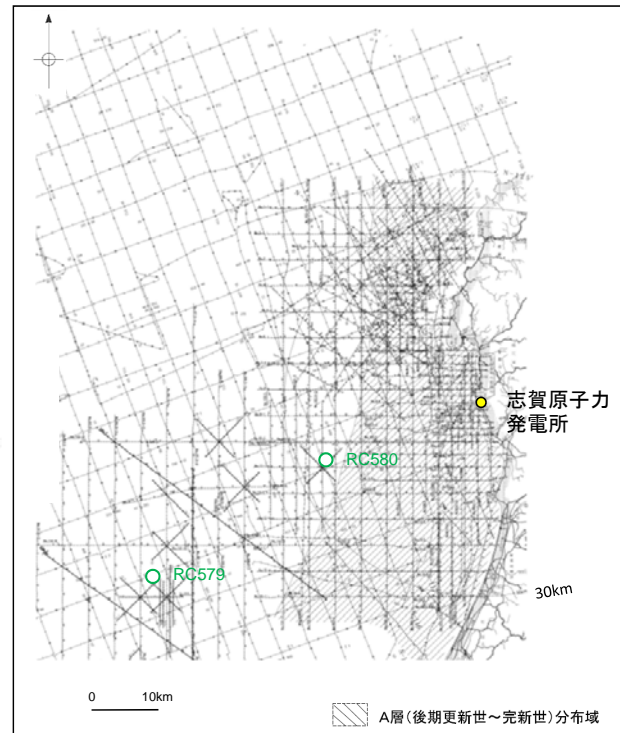


[1-4]堆積速度を用いた上部更新統基底の推定 一片山・池原(2001)による検討①

○片山・池原(2001)は、能登半島西方において19地点で柱状採泥を行い、4地点でテフラ層を確認し、ATを2.45万年前としてそれ以降の平均堆積速度を求めると、RC579、RC580の2地点(当社音波探査測線付近に位置)では、それぞれ6.6cm/千年、2.2cm/千年となるとしている。

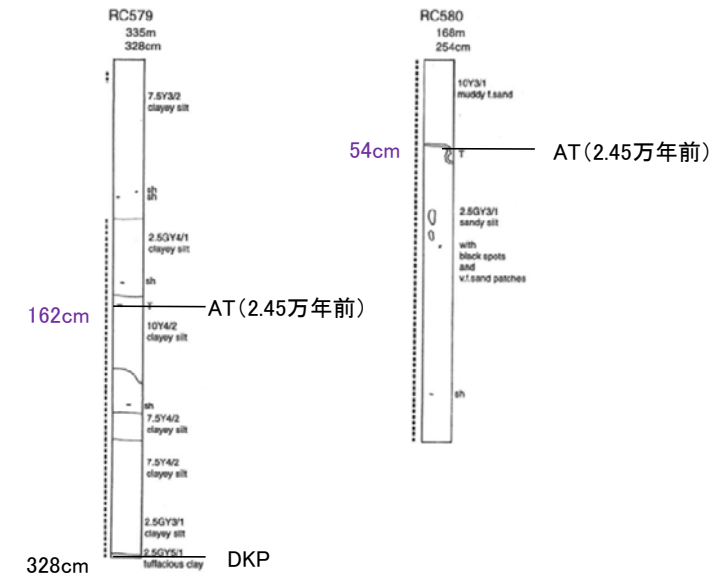


○ テフラ層が確認された柱状採取地点
● 採泥点位置(片山・池原(2001))に一部加筆



○ 片山・池原(2001)による試料採取位置

位置図

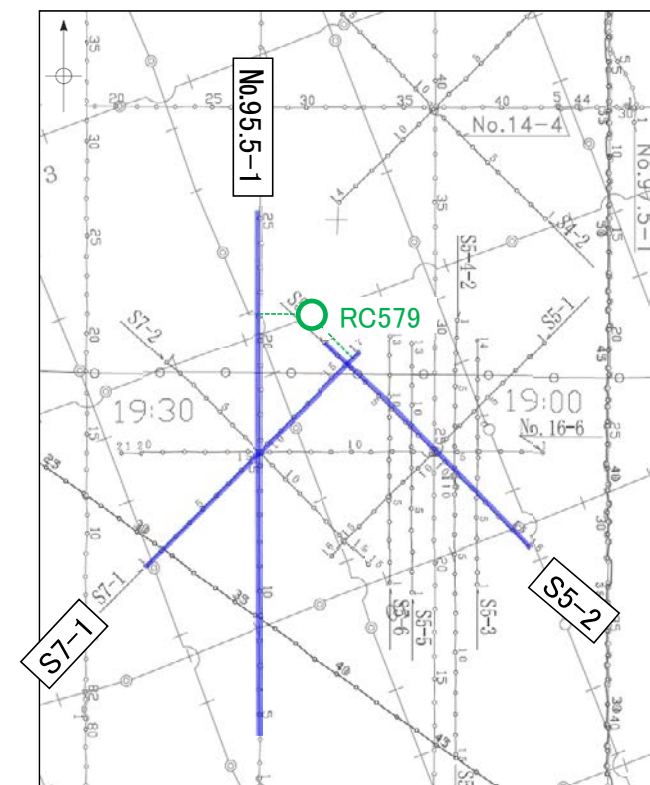


柱状試料の柱状図(片山・池原(2001))に一部加筆

片山・池原(2001)は、火山ガラスの屈折率測定結果から、RC579のものはAT及び大山倉吉軽石(DKP)に、RC580のものはATにそれぞれ同定されたとしている。

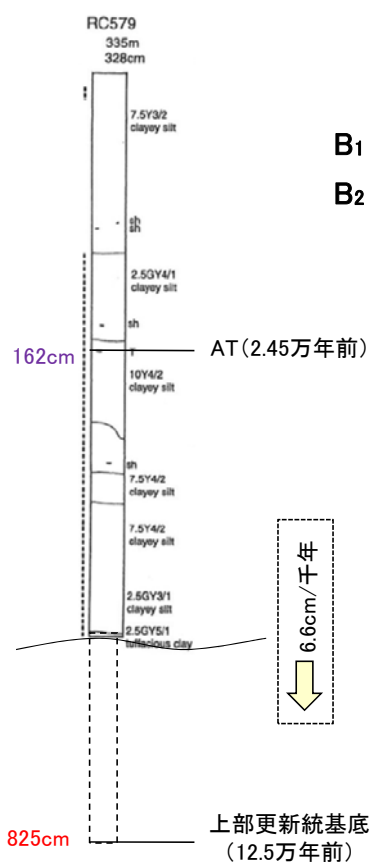
紫字は平均堆積速度算出の基準とした層厚

○RC579地点において、片山・池原(2001)に示されている平均堆積速度(6.6cm/千年)を用いて、上部更新統以浅の層厚を外挿し算出すると、上部更新統基底までの層厚は約8mとなり、RC579地点付近の音波探査から解析したB₁/B₂層境界までの層厚(約20~30m)より小さいことから、B₁/B₂層の境界は少なくとも中期更新世であると判断される。



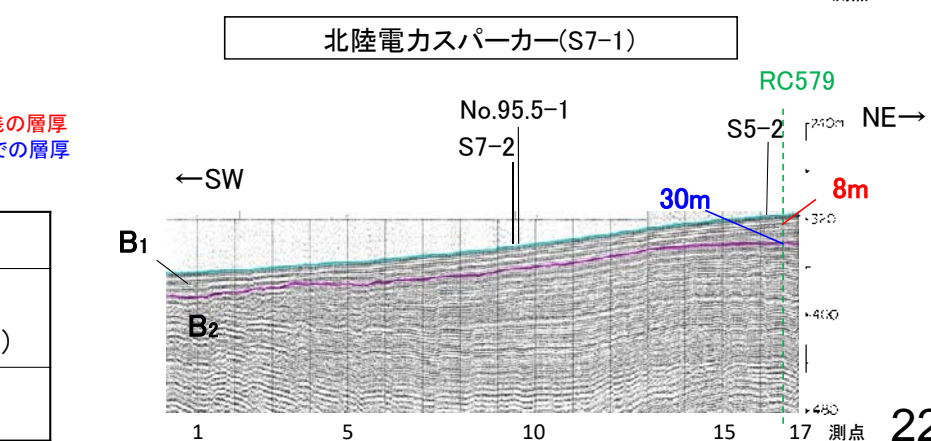
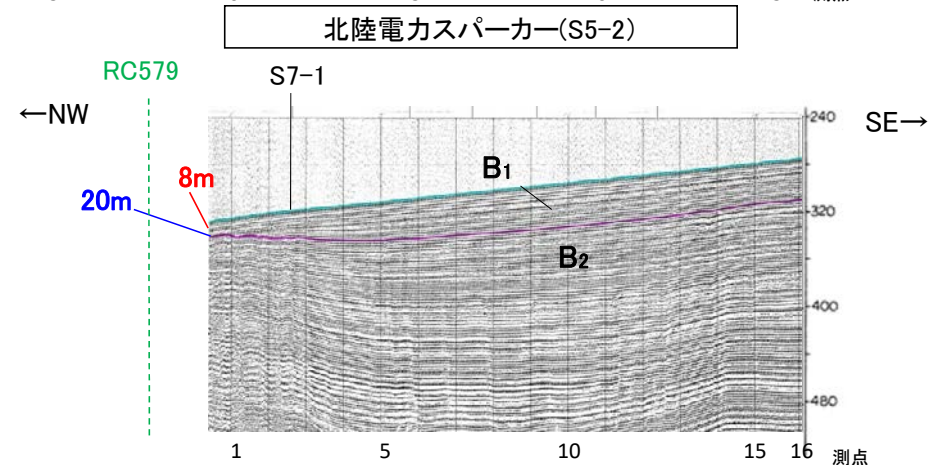
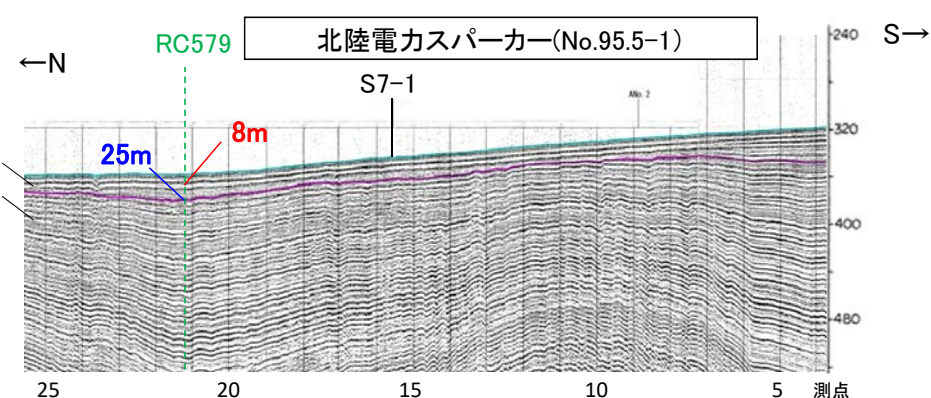
RC579付近の位置図

- No.8 調査測線(北陸電力:スパーカー・シングルチャンネル・約2450ジュール)
- 調査測線(地質調査所:エアガン・シングルチャンネル)
- 片山・池原(2001)による試料採取位置
- 右図記録範囲



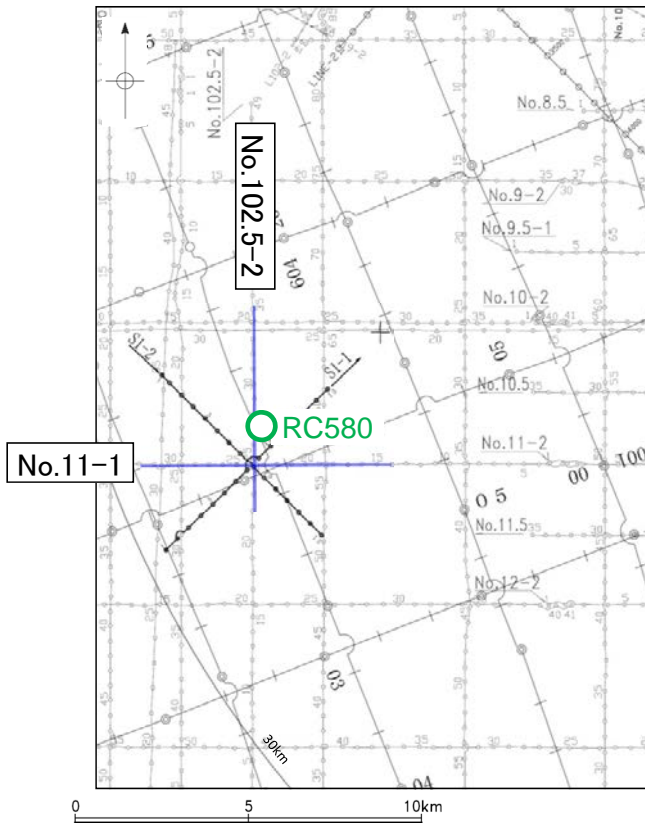
柱状試料の柱状図(RC579地点)
(片山・池原(2001)に一部加筆)

赤字は平均堆積速度から推定した上部更新統以浅の層厚
青字は音波探査結果から解析したB₁/B₂層境界までの層厚
紫字は平均堆積速度算出の基準とした層厚



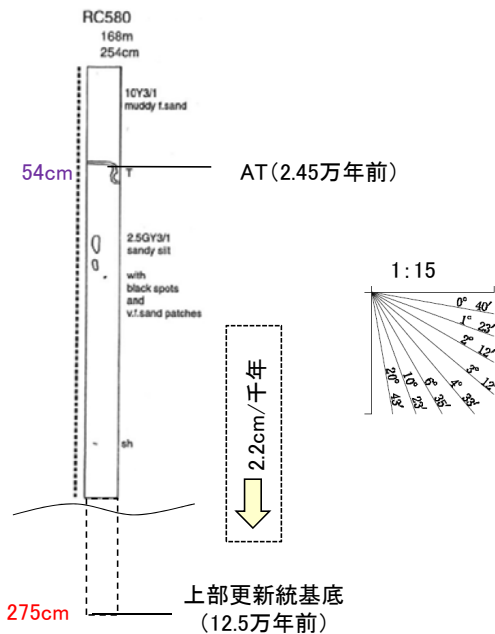
RC579付近	層厚	備考
平均堆積速度から求めた 上部更新統の基底まで	約8m	平均堆積速度(6.6cm/千年) 後期更新世(12.5万年前以降)
B ₁ /B ₂ 層境界まで	約20~30m	

○RC580地点において、片山・池原(2001)に示されている平均堆積速度(2.2cm/千年)を用いて、上部更新統以浅の層厚を外挿し算出すると、上部更新統基底までの層厚は約3mとなり、RC580地点付近の音波探査から解析したB₁/B₂層境界までの層厚(約30m)より小さいことから、B₁/B₂層の境界は少なくとも中期更新世であると判断される。

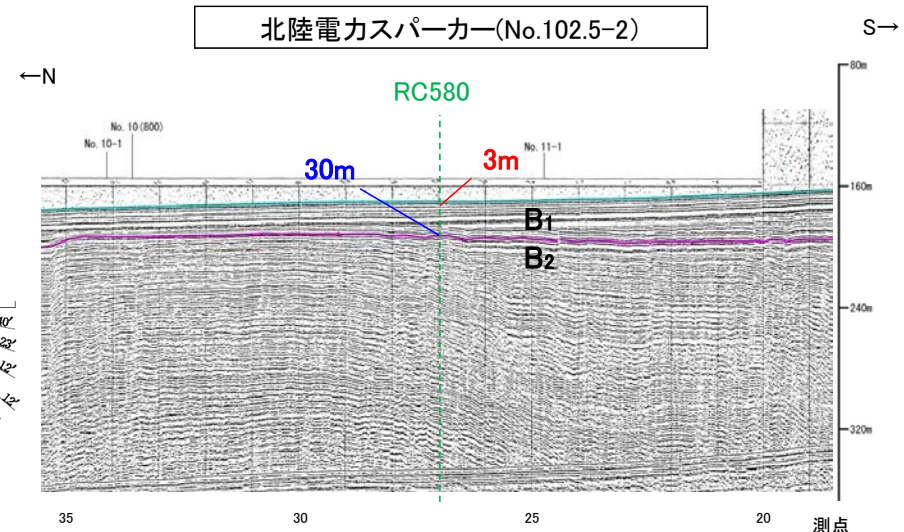
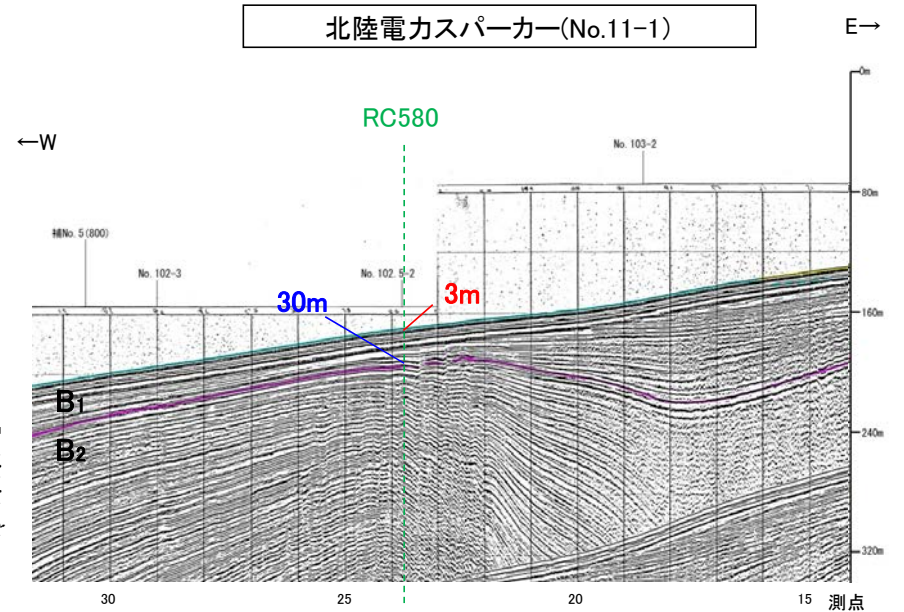


RC580付近の位置図

- No.8 ○ 調査測線(北陸電力:スパーカー・シングルチャンネル・約2450ジュール)
- 調査測線(地質調査所:エアガン・シングルチャンネル)
- 片山・池原(2001)による試料採取位置
- 右図記録測範囲



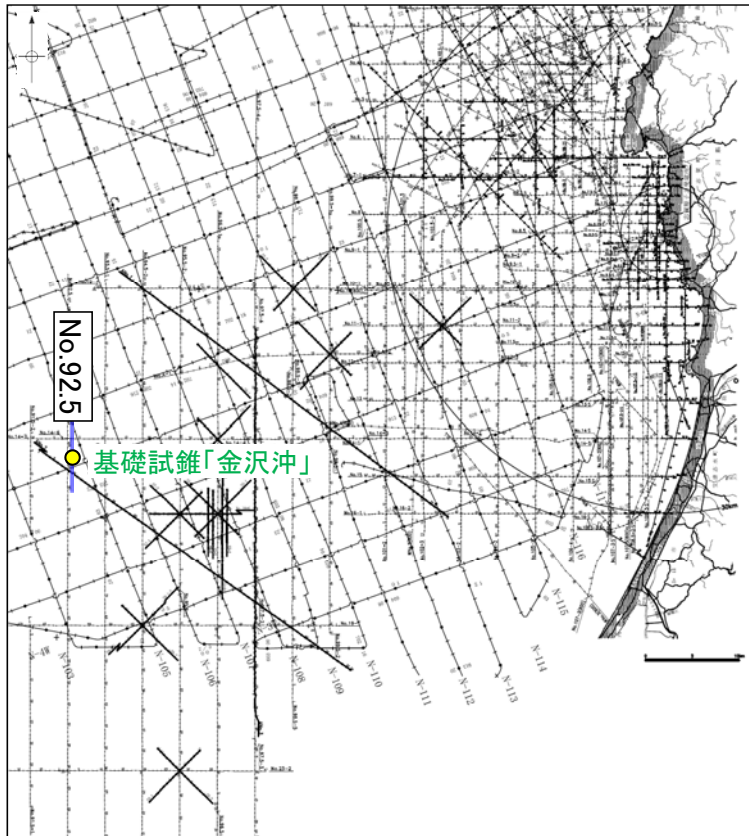
柱状試料の柱状図(RC580地点)
(片山・池原(2001)に一部加筆)



赤字は平均堆積速度から推定した上部更新統以浅の層厚
青字は音波探査結果から解析したB₁/B₂層境界までの層厚
紫字は平均堆積速度算出の基準とした層厚

RC580付近	層厚	備考
平均堆積速度から求めた 上部更新統基底まで	約3m	平均堆積速度(2.2cm/千年) 後期更新世(12.5万年前以降)
B ₁ /B ₂ 層境界まで	約30m	

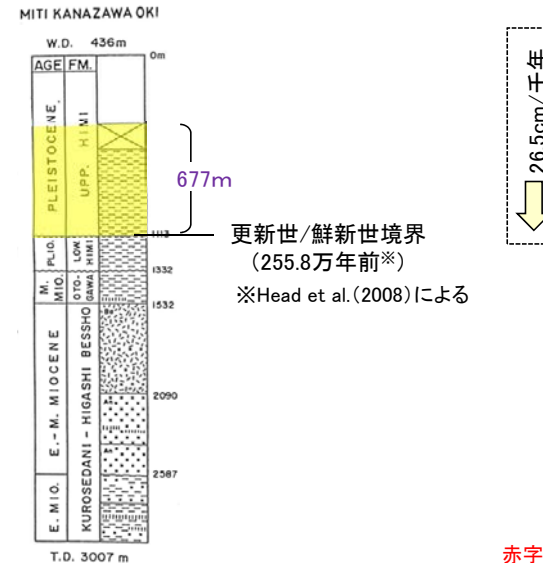
○天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)の基礎試錐「金沢沖」の更新統の層厚(677m)を基に、平均堆積速度(26.5cm/千年)を算出した。
○算出した平均堆積速度を用いて、上部更新統以浅の層厚を内挿し算出すると、上部更新統基底までの層厚は約33mとなり、基礎試錐「金沢沖」付近の音波探査から解析したB₁/B₂層境界までの層厚(約70m)より小さいことから、B₁/B₂層の境界は少なくとも中期更新世であると判断される。



位置図

● 海底ボーリング位置 — 右図記録範囲

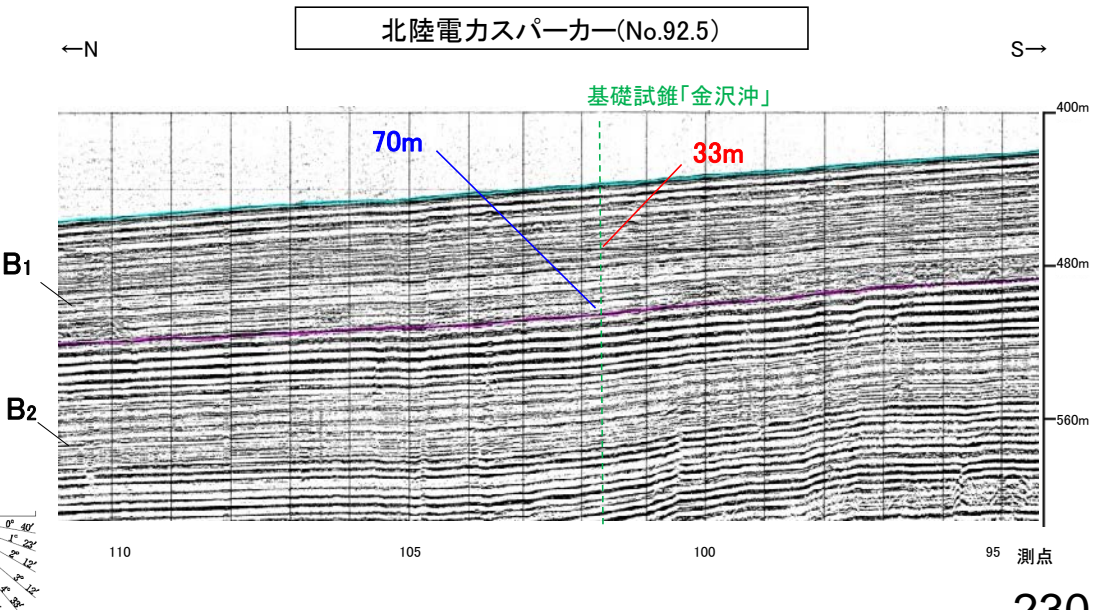
基礎試錐「金沢沖」	層厚	備考
更新統の層厚から求めた 上部更新統基底まで	約33m	平均堆積速度(26.5cm/千年) 後期更新世(12.5万年前以降)
B ₁ /B ₂ 層境界まで	約70m	



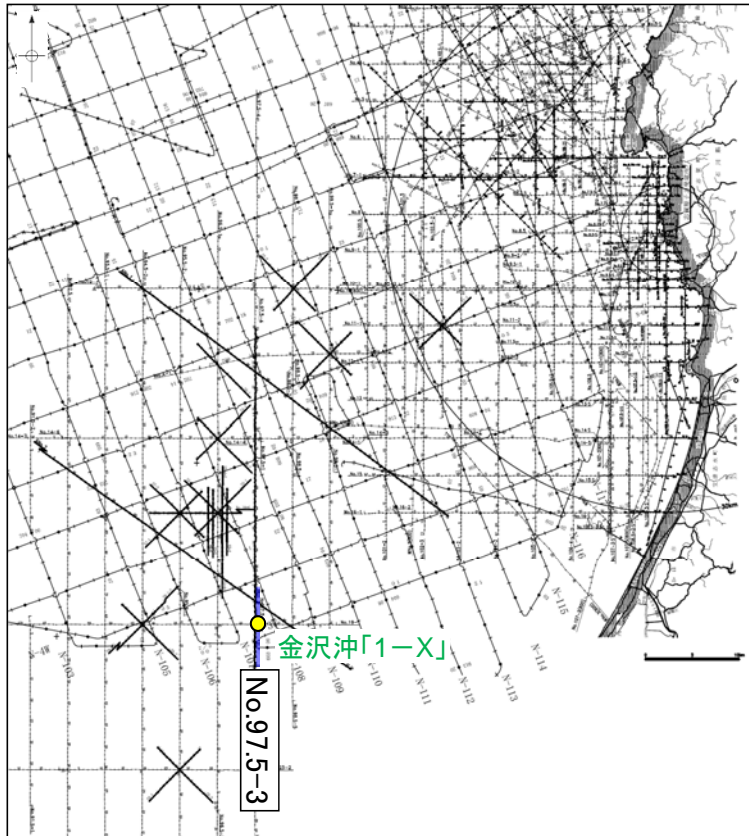
更新世/鮮新世境界
(255.8万年前※)
※Head et al.(2008)による

基礎試錐「金沢沖」の柱状図
(天然ガス鉱業会ほか(1992)に一部加筆)

赤字は平均堆積速度から推定した上部更新統以浅の層厚
青字は音波探査結果から解析したB₁/B₂層境界までの層厚
紫字は平均堆積速度算出の基準とした層厚



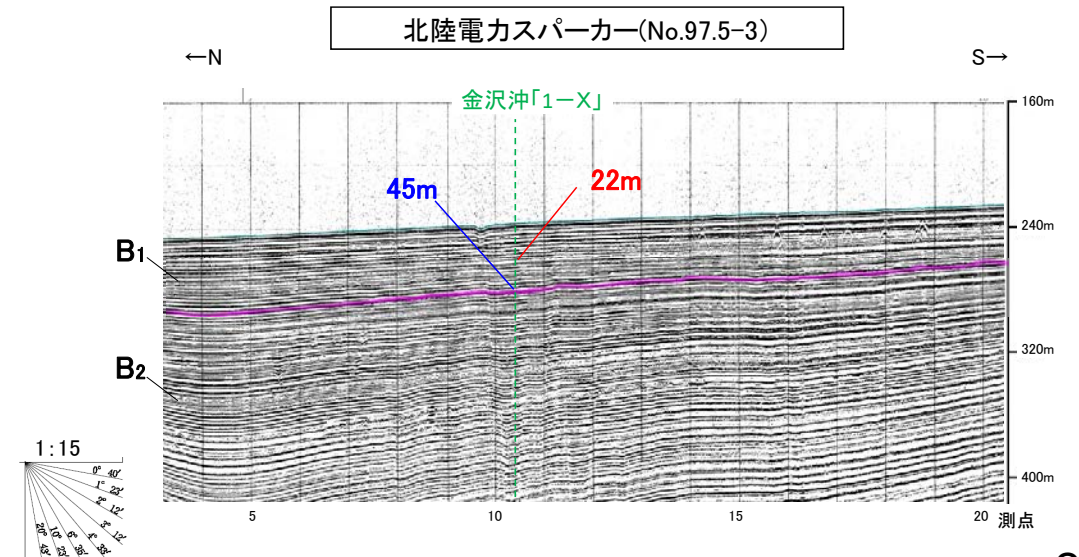
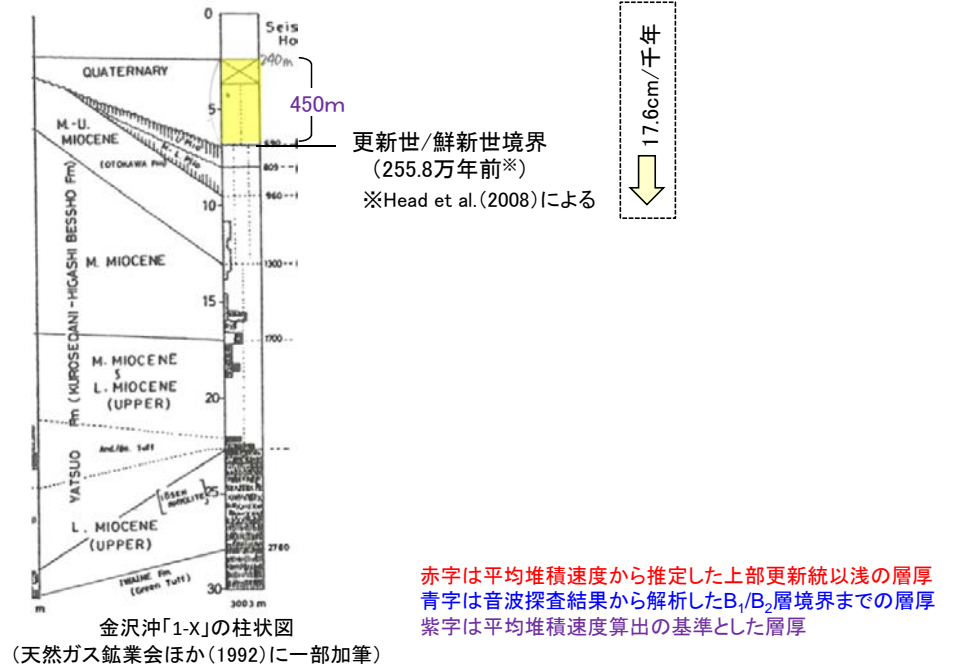
○天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992)の金沢沖「1-X」の更新統の層厚(450m)を基に、平均堆積速度(17.6cm/千年)を算出した。
○算出した平均堆積速度を用いて、上部更新統以浅の層厚を内挿し算出すると、上部更新統基底までの層厚は約22mとなり、金沢沖「1-X」付近の音波探査から解析したB₁/B₂層境界までの層厚(約45m)より小さいことから、B₁/B₂層の境界は少なくとも中期更新世であると判断される。



位置図

● 海底ボーリング位置 右図記録範囲

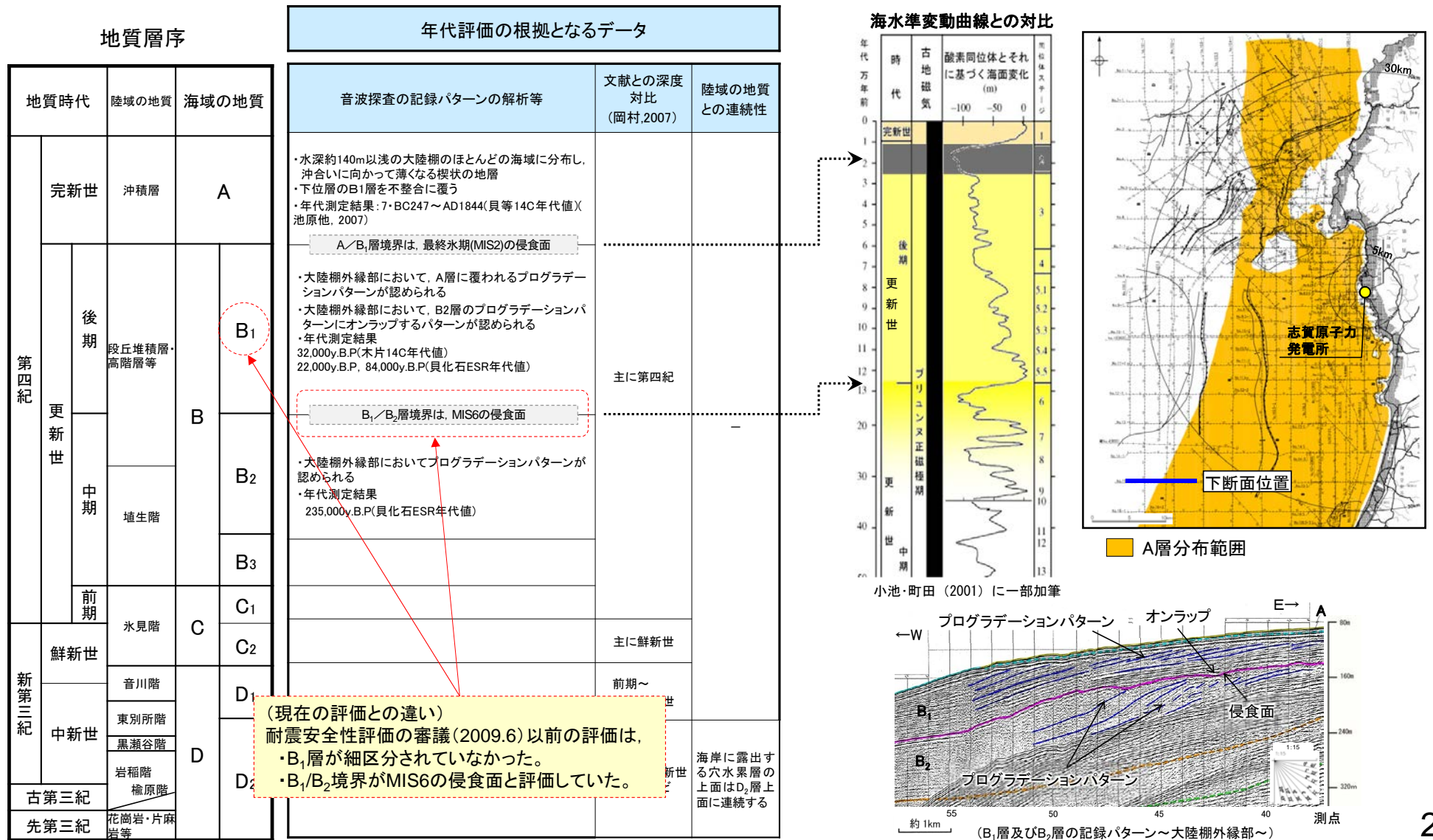
金沢沖「1-X」	層厚	備考
更新統の層厚から求めた 上部更新統基底まで	約22m	平均堆積速度(17.6cm/千年) 後期更新世(12.5万年前以降)
B ₁ /B ₂ 層境界まで	約45m	



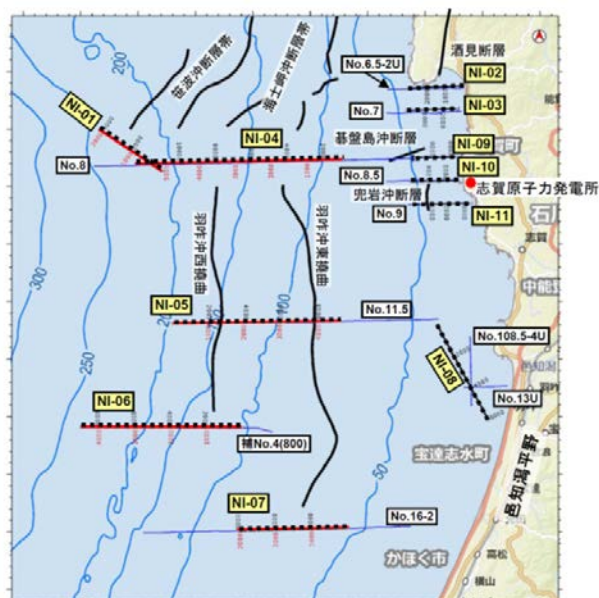
(参考) 敷地前面調査海域の地質層序の年代評価の一部変更の経緯

- 現在の敷地前面調査海域の地質層序はP.219に示したものであるが、当該海域の地質層序の年代評価については、耐震安全性評価の審議(2009.6)以降に編年の評価を一部変更している。
- 耐震安全性評価時の審議(2009.6)以前は、B₁層は細区分されていなかったことから、B₁/B₂層境界がMIS6の侵食面に対応すると評価していた。しかし、原子力安全・保安院(2009)の調査(次頁)により、当社がそれまでB₁層として一括していた地層の内部に比較的強く連続性の良い反射面(内部反射面)が認められたことを契機として、海域の地質層序の区分と年代評価を見直すこととなり、現在の年代評価に変更した。

【耐震安全性評価の審議(2009.6)以前の評価】



【原子力安全・保安院(2009)による調査結果】

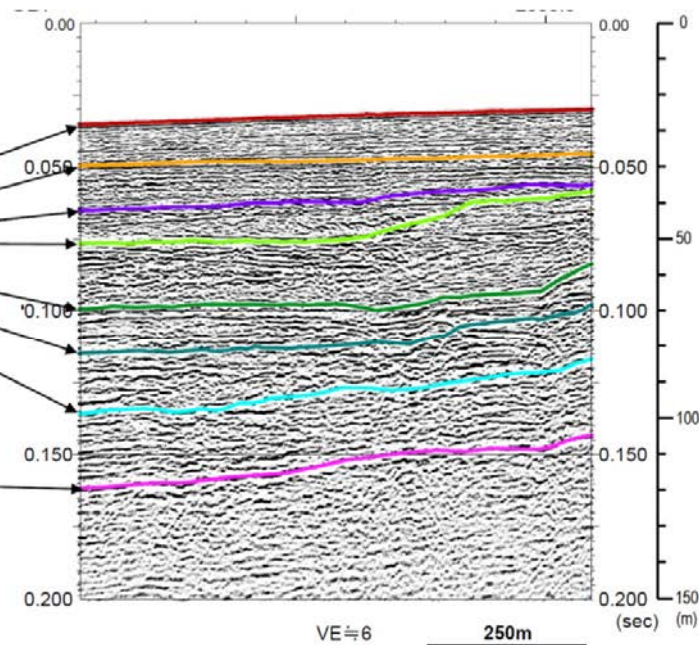


- 凡例
- NI-01 高分解能マルチチャンネル調査測線
 - NI-01 ミニストリーマ調査測線
 - No.16-2 比較に用いた事業者実施の測線
 - 羽咋沖東横曲 断層および横曲

原子力安全・保安院(2009)による調査位置図

地質時代		地層名	
第四紀	完新世	A層	
	更新世	後期	B1層
		中期	B2層
前期	C層	C1層	
新第三紀	鮮新世	D1層	
	中新世	D層	D2層
古第三紀			
先第三紀			

その他
音響基盤



NI-09BM測線の解釈断面
(原子力安全・保安院(2009)より抜粋)

- B₁層中に比較的強く連続性の良い反射面(内部反射面)が認められ、当該内部反射面の上下では、異なる反射パターンが認められた。
- B₁層下部の変形構造及び内部反射面については、地質層序区分も含め、詳細な検討が必要である。

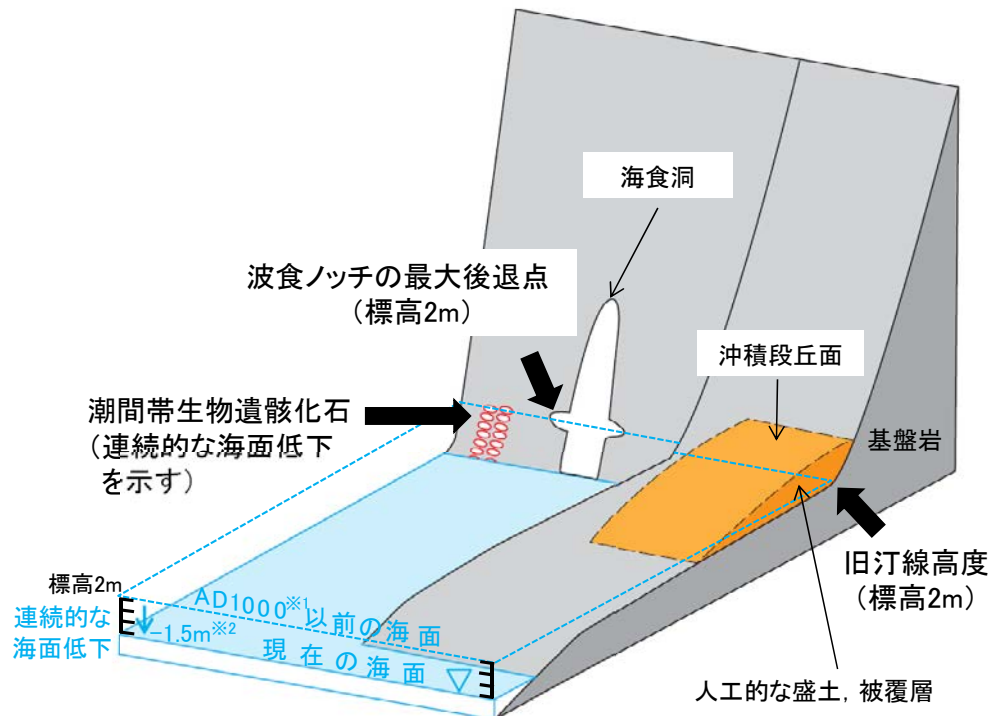
巻末資料2

能登半島西岸域における完新世の海水準変動(コメントNo.2)

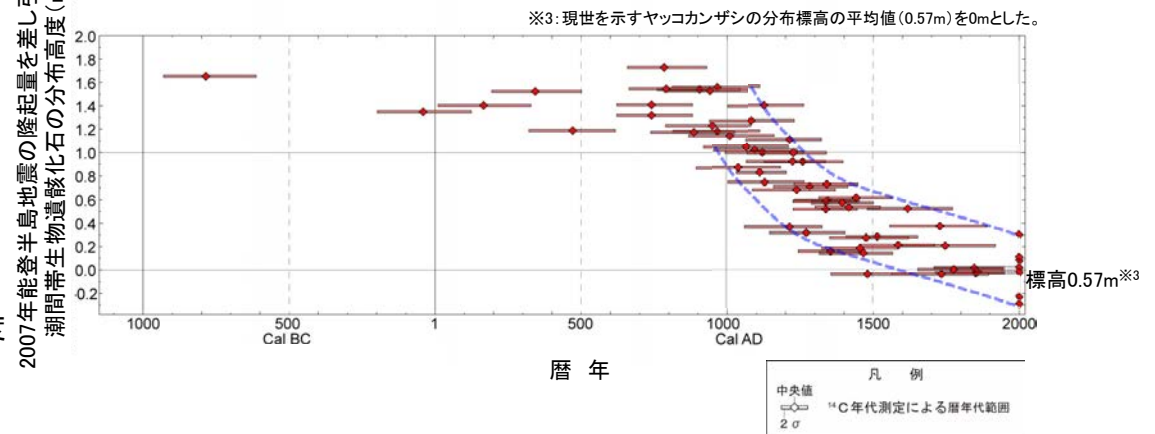
- 能登半島西岸域に分布する海岸地形については、標高2m付近に波食ノッチや沖積段丘面の旧汀線高度が認められ、それらは連続的な海面低下により離水したと考えられることを説明した(第531回審査会合において説明;下図)。
- 今回、コメントNo.2を踏まえ、潮間帯生物遺骸化石の分布と年代から推定した海水準変動について、日本海側など他地域の研究事例との比較を行った。また、気候変動の調査結果との対応について検討した。
- その結果、日本海側の研究事例は限られたデータから海水準変動が推定されており、統一的な海水準変化の傾向は認められないが、世界各地の海水準変動や気候変動に関する研究事例には、能登半島西岸域で推定した海水準変動と整合的なものが認められる。

【能登半島西岸域の波食ノッチ・沖積段丘面の高度の解釈】

詳細は、[補足資料1.4-2](#)



2007年能登半島地震の隆起量を差し引いた潮間帯生物遺骸化石の分布高度(m)



能登半島西岸域で推定した海水準変動

※1 第531回審査会合では「AD800」としていたが、今回、潮間帯生物遺骸化石の¹⁴C年代の暦年較正に新たにmarine20 (Heaton et al., 2020)を用いたことに伴い修正。

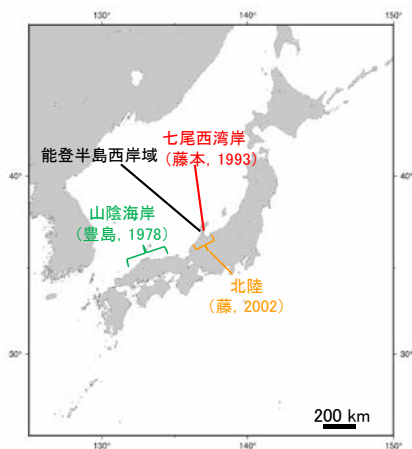
※2 第531回審査会合では「-2m」としていたが、今回、現世の潮間帯生物遺骸化石の分布標高を現在の海面の基準値としたことに伴い修正。

・敷地付近の波食ノッチや沖積段丘面の旧汀線は、海面の連続的な低下により離水したと考えられる。
(第531回審査会合説明)

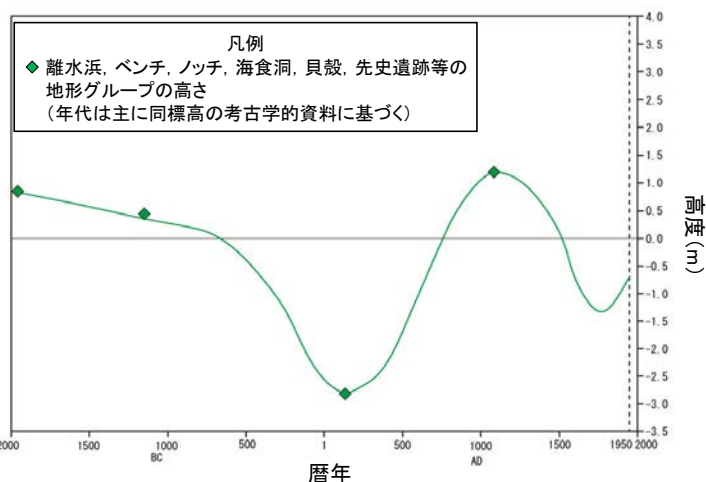
波食ノッチ・沖積段丘面の離水に関する概念図

【日本海沿岸の海水準検討事例との比較】

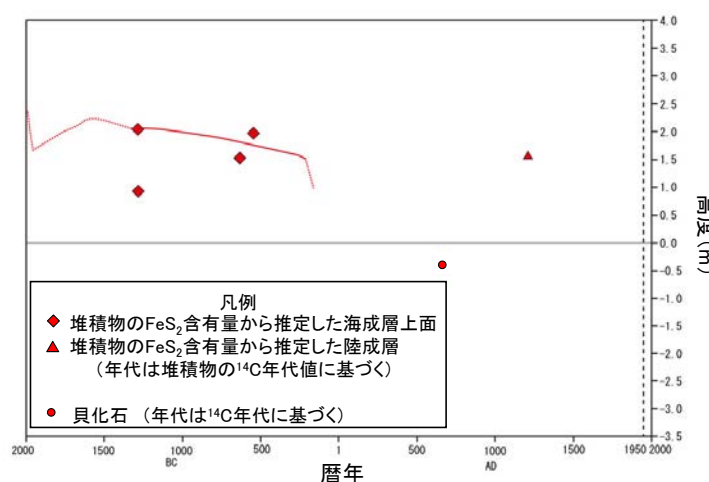
- 能登半島西岸域で推定した海水準変動について、日本海沿岸の完新世の海水準変動に関する研究事例と比較した。
- 比較対象は、過去4000年間の複数のデータから海水準変動曲線が推定されている豊島(1978)、藤本(1993)、藤(2002)とした。
- この3事例ともに、海水準曲線の推定に使用されたデータが限られており、旧汀線を推定する指標として、潮間帯を直接的に示さない指標も用いている。
- 能登半島西岸域で推定した海水準変動及び上記3事例で示された海水準変動曲線には、それぞれ傾向に違いがあり、日本海沿岸における統一的な海水準変動の傾向は認められない。これは、データの密度や旧汀線の推定に用いた指標の精度の違いが影響している可能性がある。



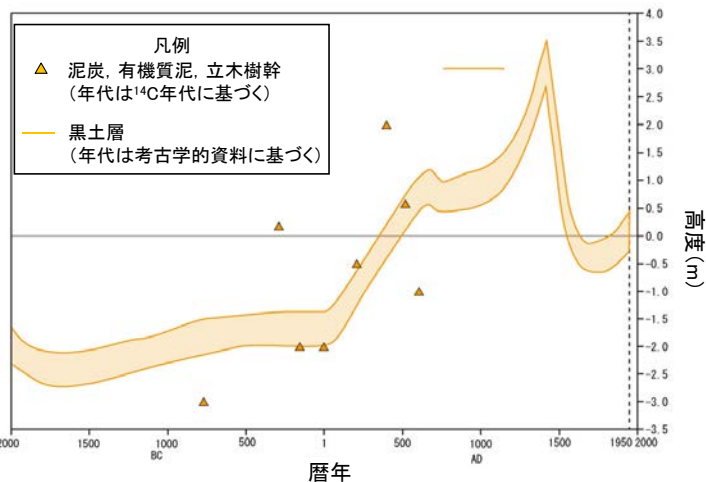
位置図



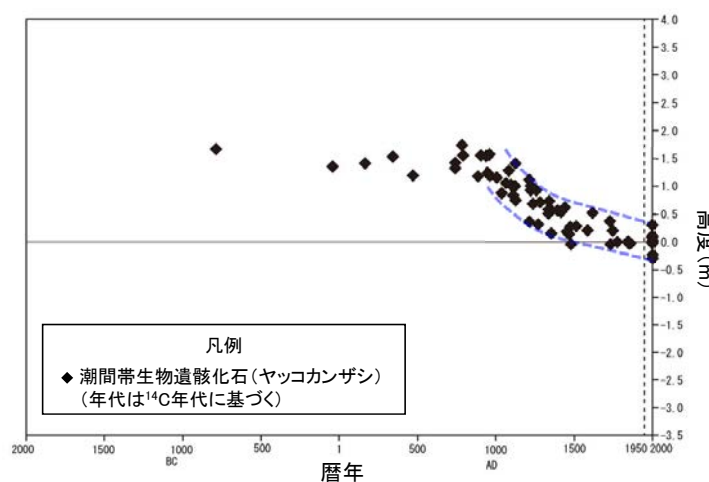
山陰海岸において推定されている海水準変動(豊島(1978)に基づき作成)



七尾西湾岸において推定されている海水準変動(藤本(1993)に基づき作成)



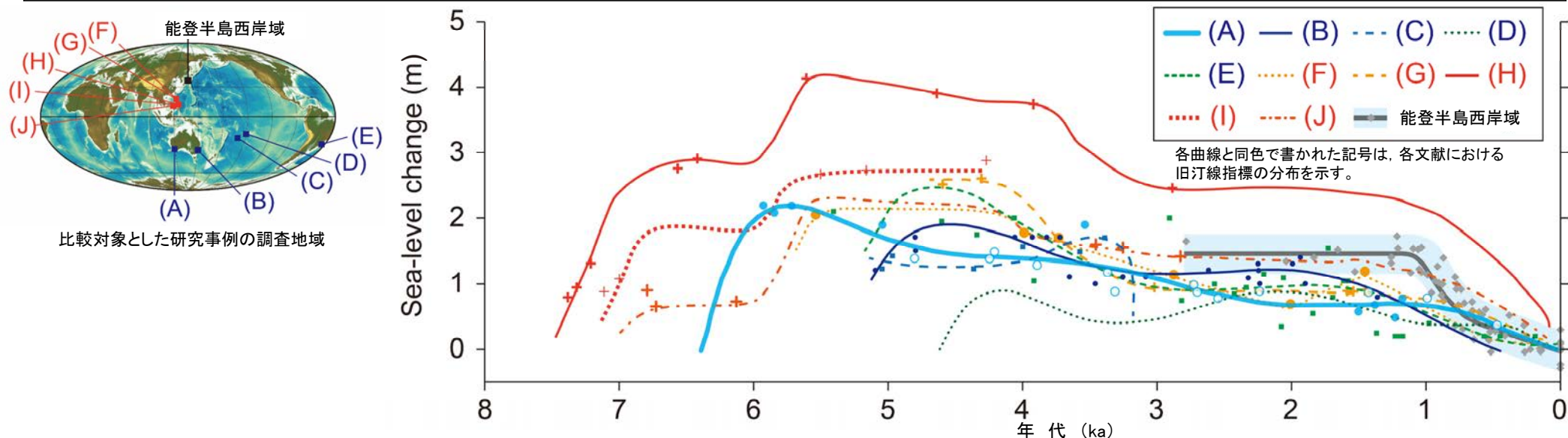
北陸(石川県, 富山県)において推定されている海水準変動(藤(2002)に基づき作成)



能登半島西岸域において推定した海水準変動(当社)

【世界各地(主に太平洋沿岸)の海水準検討事例との比較】

- 能登半島西岸域で推定した海水準変動について、より広い範囲における汎世界的な海水準変動との関係を検討するため、世界各地で報告された完新世の海水準変動に関する研究事例と比較した。
- 比較対象は、前田ほか(2009)に基づき、日本列島と同様に極地方から離れたfar-field(巨大氷床の融解に伴うglacio-isostasyによる地表の変形の影響が少ないエリア)における研究事例とした。
- その結果、各地の海水準変動には、約1000~3000年前における高海面期と、約1000年前以降における海面低下が認められ、能登半島西岸域で推定した海水準変動と整合的である。



能登半島西岸域で推定した海水準変動(当社)と他地域で報告された海水準変動との比較
(Kobayashi et al.(2018)を修正・加筆)

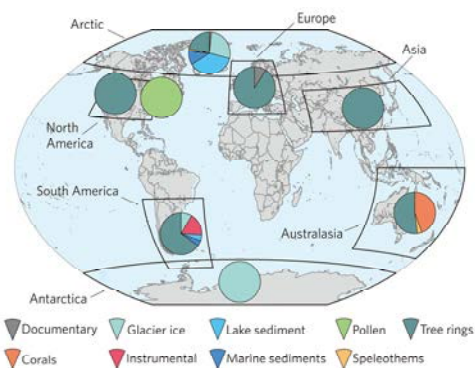
比較対象とした海水準変動の研究事例

記号	地域	おもな旧汀線指標	文献
(A)	オーストラリア南西部	カサネカンザシ, フジツボ	Baker et al. (2005)
(B)	オーストラリア南東部	カサネカンザシ	Baker et al. (2001)
(C)	クック諸島	サンゴ (Yonekura et al.(1988)のデータ)	Baker and Haworth (2000b)
(D)	フランス領ポリネシア	サンゴ (Pirazzoli et al.(1988)のデータ)	Baker and Haworth (2000a)
(E)	ブラジル	ムカデガイの仲間 (Angulo et al.(1999)のデータ)	Baker and Haworth (2000a)
(F)-(J)	フィリピン	サンゴ	前田ほか(2009)

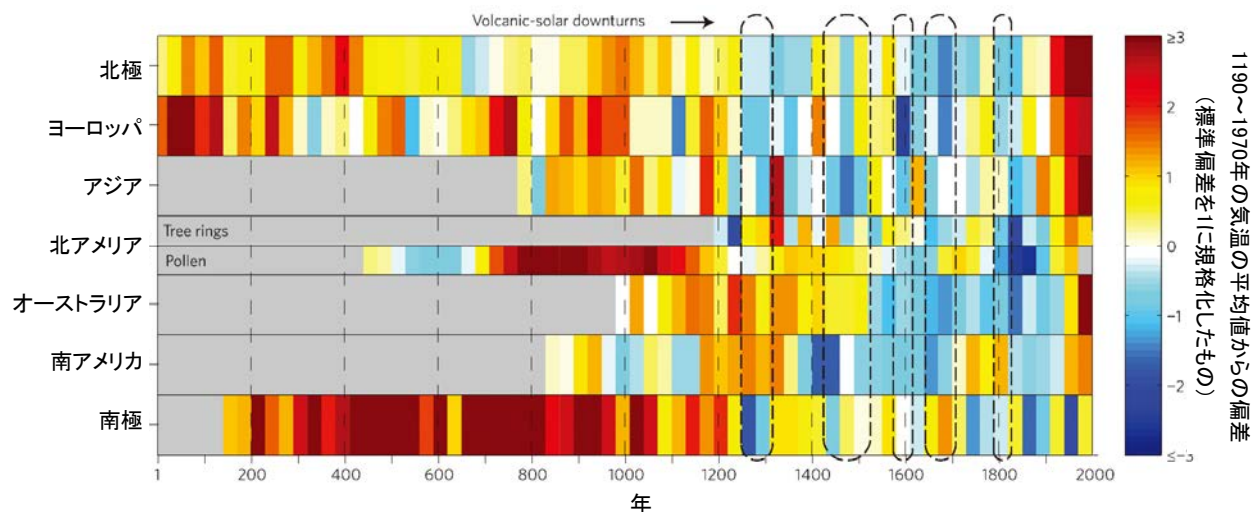
【気候変動との対応の検討①】

- 能登半島西岸域で推定した海水準変動について、海水量変化への影響が強いと考えられる気候変動との対応を検討した。
- IPCCの報告書※にも引用されている過去2000年間の大陸ごとの気温変化パターン(PAGES 2k Consortium, 2013)によれば、19世紀に至るまで一貫して、すべての地域で長期的な寒冷化が認められるとされている。
- 気候の寒冷化は、大陸氷床の拡大により海水量を減少させ海面低下を引き起こすと考えられることから、上記の傾向は、能登半島西岸域で推定した海水準変動と整合的である。

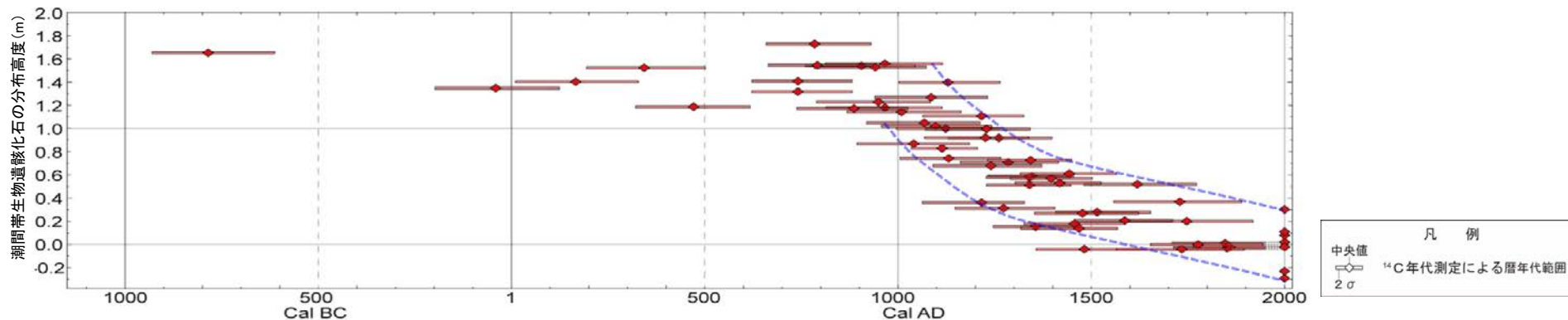
※ IPCC第5次報告書のうち第1作業部会(自然科学的根拠)の報告書(2013年)



調査エリアの分布とプロキシ(指標)の割合 (PAGES 2k Consortium, 2013)



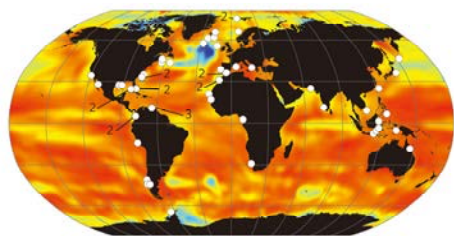
過去2000年間の大陸ごとの気温変化パターン(PAGES 2k Consortium(2013)を編集)



能登半島西岸域において推定した海水準変動(当社)

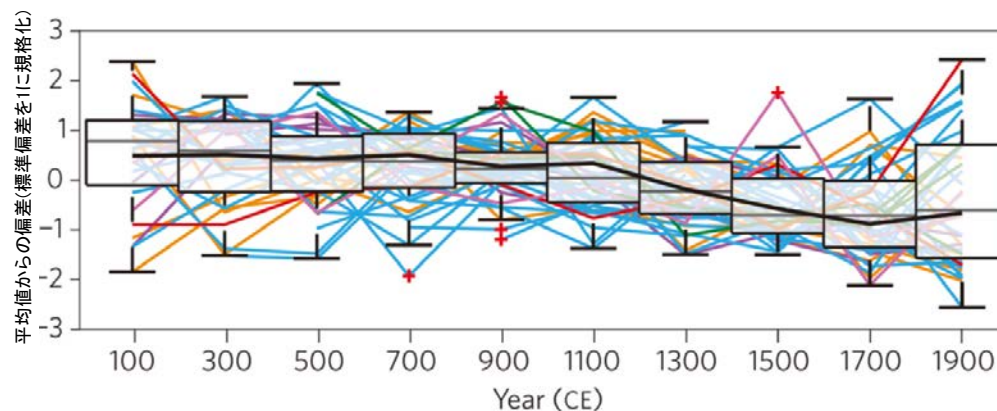
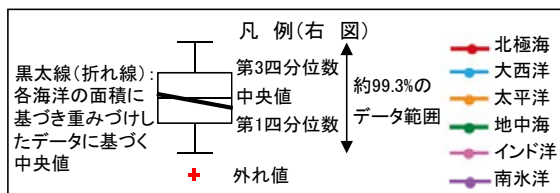
【気候変動との対応の検討②】

- 能登半島西岸域で推定した海水準変動について、気候変動と関連する過去2000年間の海面温度との対応を検討した。
- 過去2000年間の海面温度の復元結果 (McGregor et al., 2015) によれば、AD1000~1800年における海面温度の下降傾向が最も急とされている。
- 米倉ほか (1989) などにおいて、海面温度の低下は海水量の減少を引き起こすとされていることから、上記の傾向は、能登半島西岸域で推定した海水準変動と整合的である。

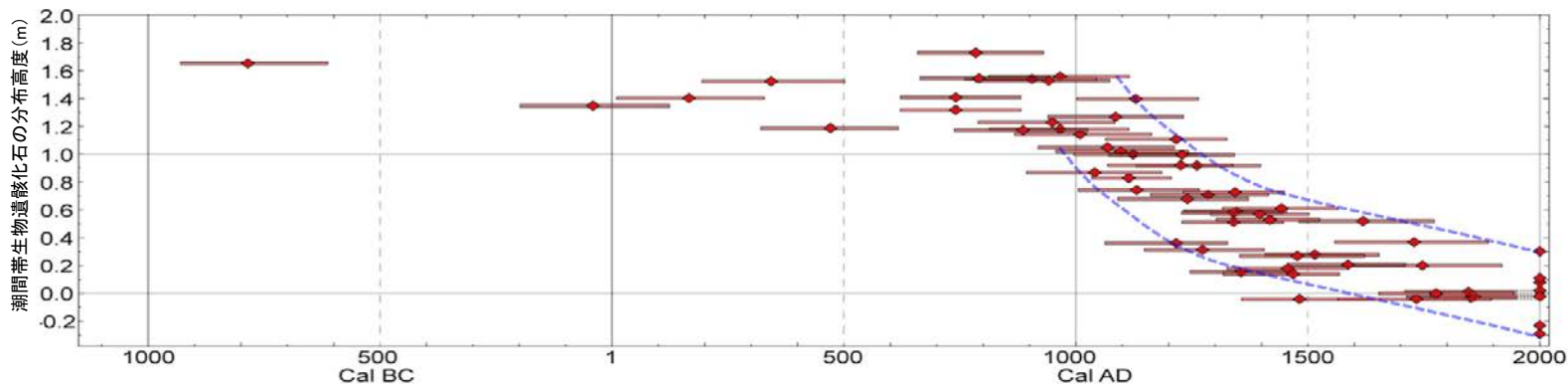


中央相関係数
Mean = 0.81
Median = 0.91

調査地点の分布 (McGregor et al., 2015)
段彩は気候モデルにおいて計算される801-1800年の全体の平均海面温度と各グリッドの海面温度の相関を示す。



過去2000年間の海面温度の変化パターン (McGregor et al. (2015) を編集)

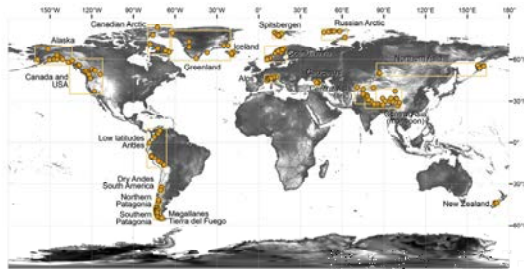


凡例
中央値
2σ
14C年代測定による暦年代範囲

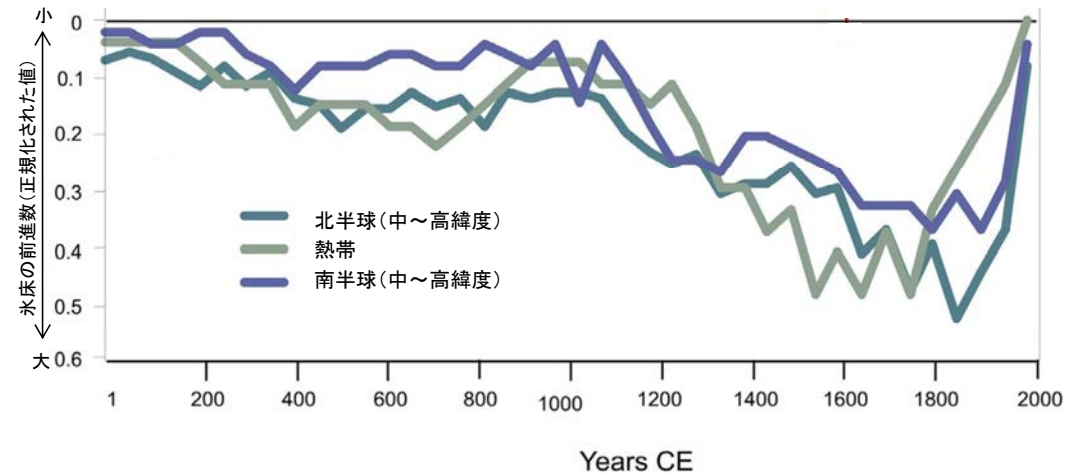
能登半島西岸域において推定した海水準変動(当社)

【気候変動との対応の検討③】

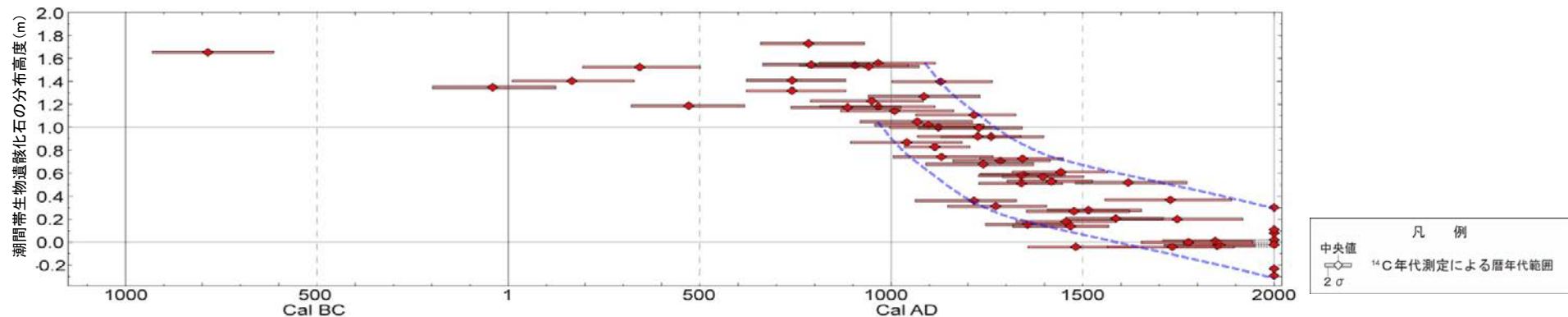
- 能登半島西岸域で推定した海水準変動について、気候変動と関連する過去2000年間の氷床変動との対応を検討した。
- 過去2000年間における世界各地(南極大陸を除く)の氷床の前進及び後退(Solomina et al., 2016)によれば、低緯度から高緯度まで同一の明瞭なパターンが認められ、世界的に13世紀～20世紀初期は1～1000年に比べて氷床が大きいとされている。
- 世界的な氷床の拡大は、海水量の低下を引き起こすと考えられることから、上記の傾向は、能登半島西岸域で推定した海水準変動と整合的である。



調査地点の分布 (Solomina et al., 2016)



過去2000年間の氷床の前進の数 (Solomina et al.(2016)を編集)



能登半島西岸域において推定した海水準変動(当社)

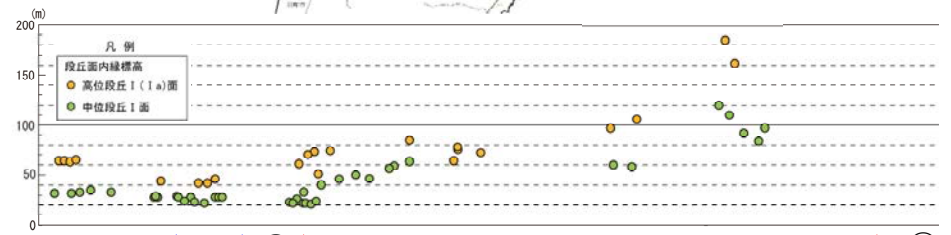
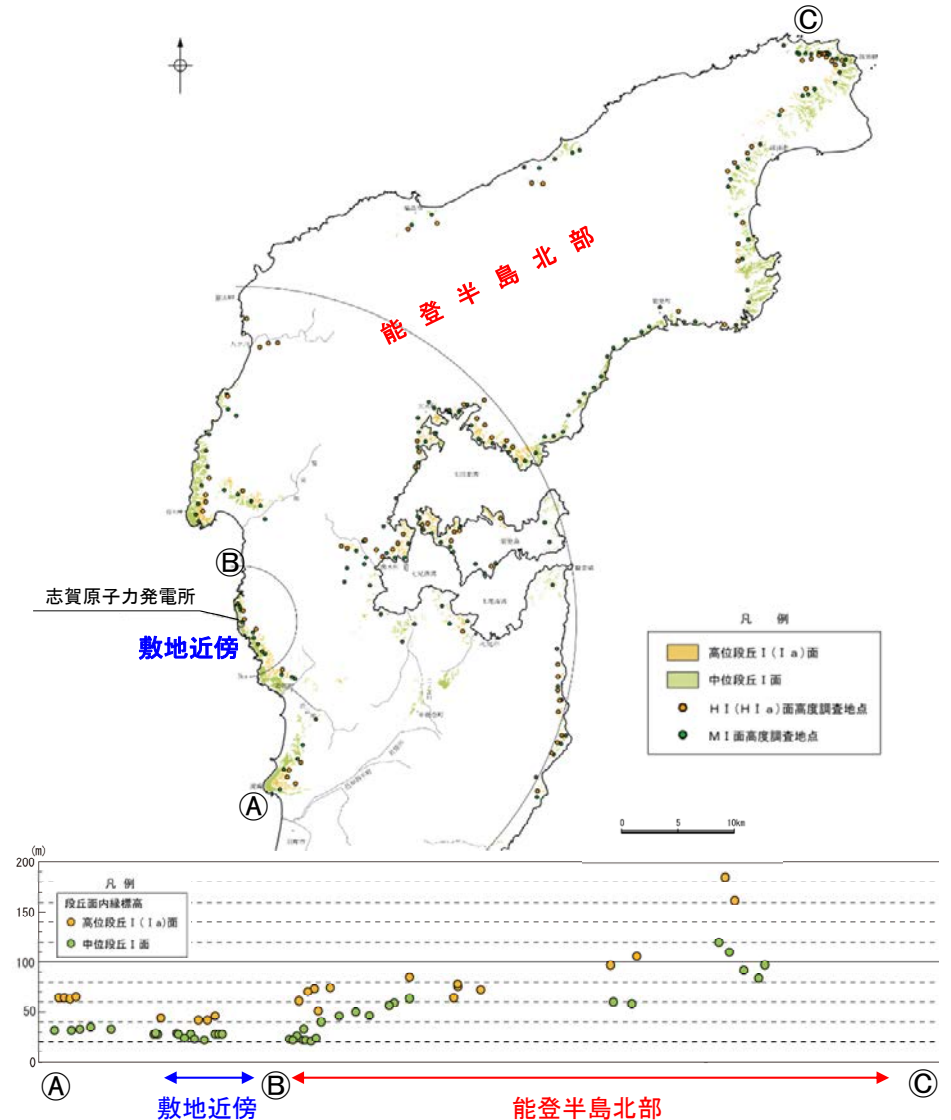
巻末資料3

能登半島の段丘面高度分布と
地質構造等との関係(コメントNo.6, 7, 8)

能登半島の段丘面高度分布と地質構造等との関係

- 能登半島の段丘面高度分布については、検討の結果、能登半島北部では高く、敷地近傍では低いという特徴が認められた(P.42, 43)。そこで、能登半島北部と敷地近傍において、地形、地質・地質構造等の特徴について整理した。
- その結果、能登半島北部では、地形や地層の顕著な変位・変形が認められ、断層に沿って直線的に連続する重力異常急変部が認められた。一方、敷地近傍では、そのような顕著な変位・変形や重力異常急変部は認められなかった。
- 両地域における段丘面高度分布の差は、両地域における地形、地質・地質構造等の特徴を踏まえると、活断層による地震性隆起が寄与している可能性がある。

項目	特徴		備考
	能登半島北部	敷地近傍	
地形 (P.243~245)	<ul style="list-style-type: none"> ・陸域の地形は、海域の断層と平行な北東-南西方向の海岸線や稜線で特徴づけられ、南東方向への傾動が顕著である。 ・海底には、変動地形が認められる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・陸域の地形には、顕著な傾動は認められない。 ・海底には、変動地形は認められない。 	コメントNo.8 に関連
地質・地質構造 (P.246, 247)	<ul style="list-style-type: none"> ・中新統に顕著な断層・褶曲構造が認められる。 ・先第三系～鮮新統(D層)が海岸線沿いだけでなく、沖合の断層沿いに露出しており、それらの地層が断層沿いに大きく落ち込む状況や急傾斜する状況が認められる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・顕著な断層・褶曲構造は認められない。 ・先第三系～鮮新統(D層)は海岸線沿いから緩やかに深度を下げ、沖合では露出していない。 	コメントNo.8 に関連
重力異常 (P.248, 249)	<ul style="list-style-type: none"> ・海岸線に平行な活断層に沿って、明瞭な重力異常急変部が認められる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・明瞭な重力異常急変部は認められない。 	コメントNo.7 に関連
磁気異常 (P.250)	<ul style="list-style-type: none"> ・能登半島の磁気異常は、高磁化強度の火山岩が卓越する地質分布を反映した短波長高振幅異常群が認められるが、地質構造との明瞭な対応は認められない。 ・能登半島北部と敷地近傍に磁気異常の明瞭な差は認められない。 		コメントNo.7 に関連
水準点標高の経時変化 (P.251)	<ul style="list-style-type: none"> ・能登半島北部と敷地近傍に定常的な地殻変動に関する明瞭な差は認められない。 		コメントNo.6 に関連



中位段丘 I 面及び高位段丘 I (Ia)面の高度分布

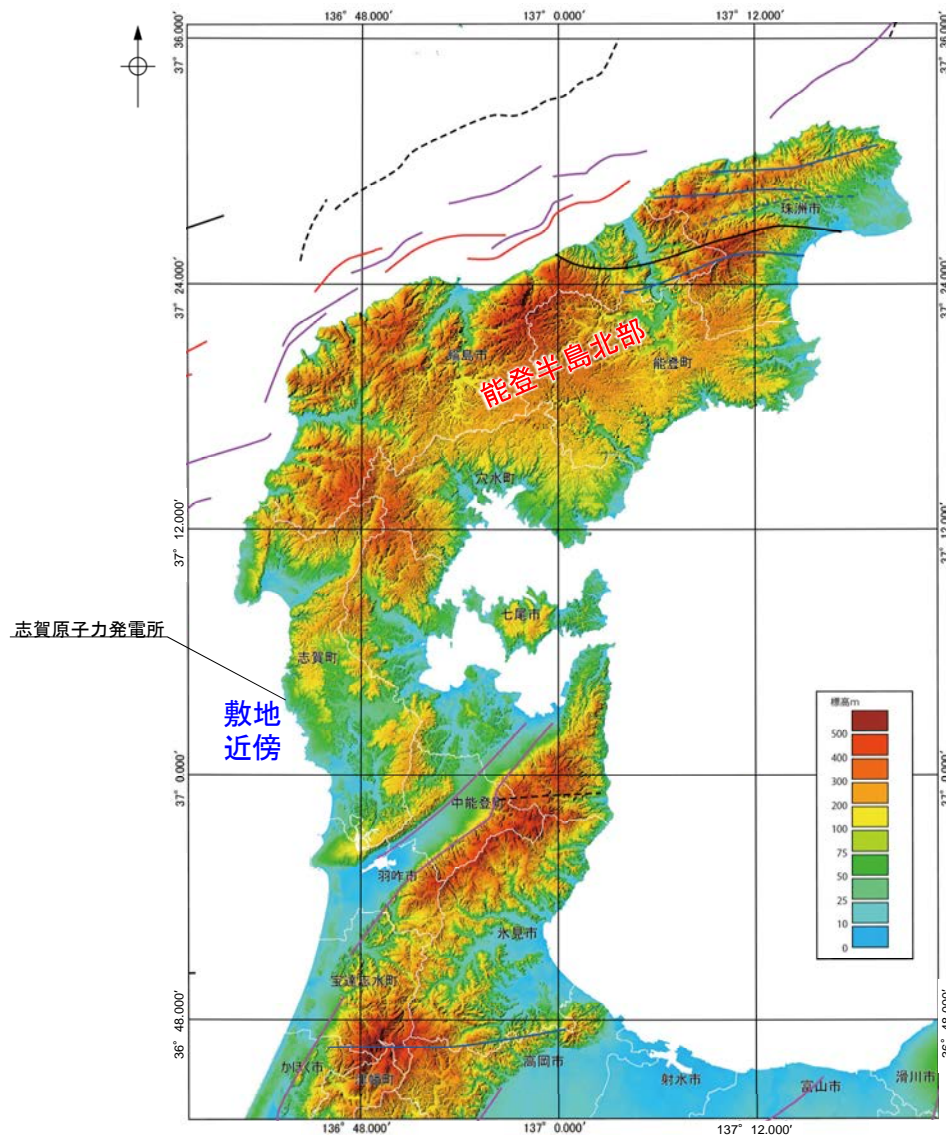
【地形(陸域)】

【能登半島北部】

○陸域の地形は、海域の断層と平行な北東－南西方向の海岸線や稜線で特徴づけられ、南東方向への傾動が顕著である。

【敷地近傍】

○陸域の地形には、顕著な傾動は認められない。



・能登半島北部は北東－南西方向の海岸線や稜線で特徴づけられる。特に本地域の中～東部は南東方向への傾動が顕著で、日本海側から富山湾へと標高 300～500mの山地、80～300mの丘陵～台地、80m以下の段丘が配列する。

・一方、本地域の西・南部では、山地は半島中央部にあり、単純な南東への傾動は認められない。

(尾崎, 2010)

能登半島の地形(航空レーザ計測によるDEMを用いて作成)

【地形(海底)】

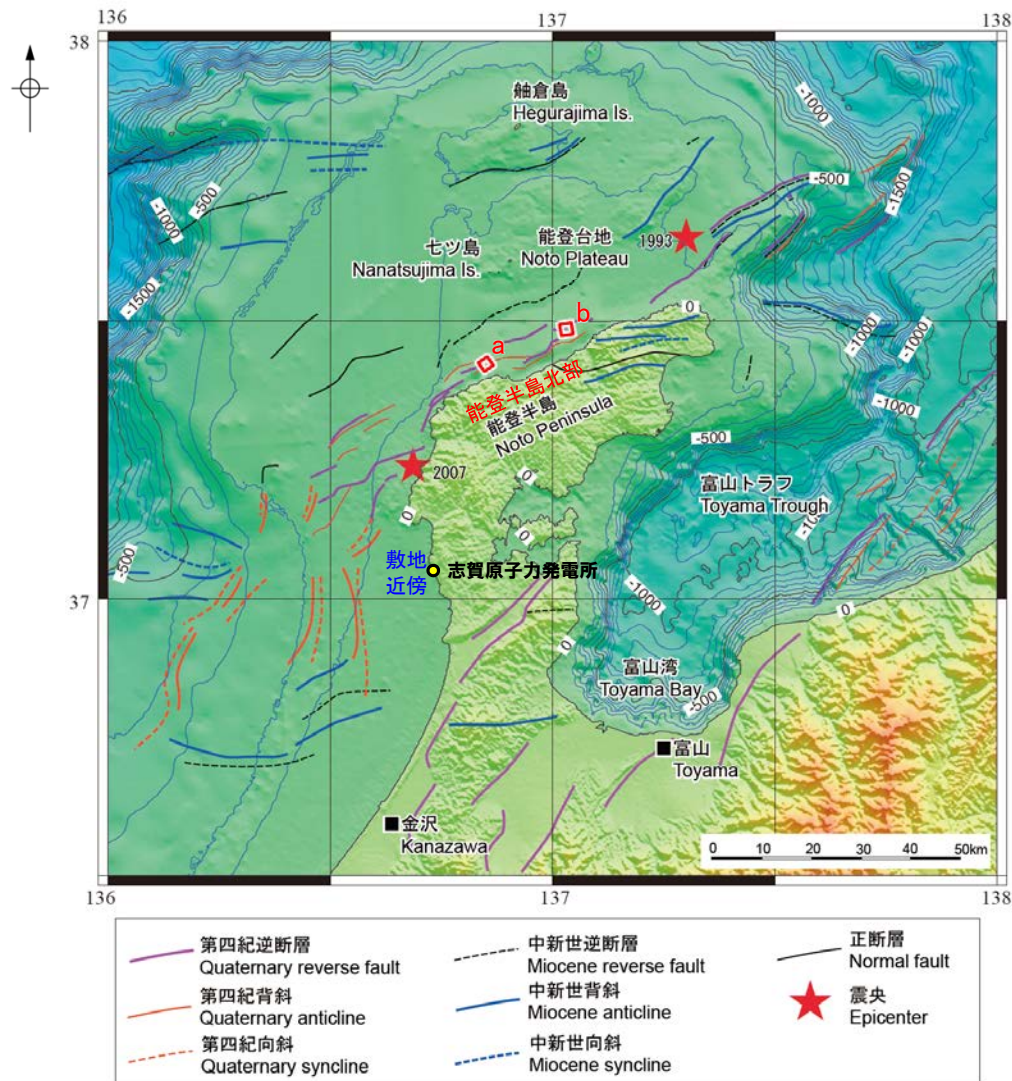
【能登半島北部】

○海底には、断層活動による連続的な傾斜変換線などの変動地形が認められる。

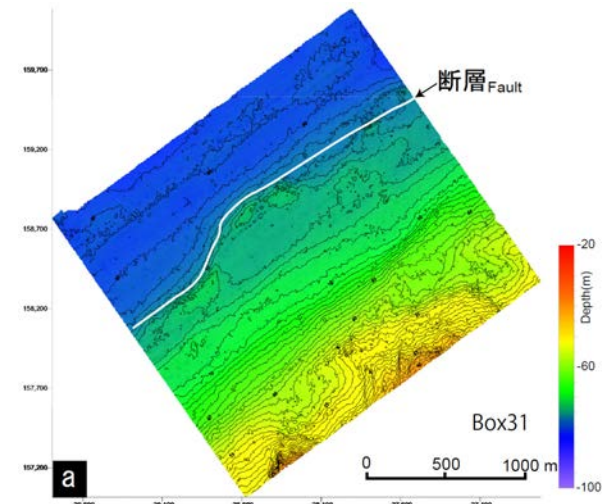
【敷地近傍】

○海底には、連続的な傾斜変換線などの変動地形は認められない。

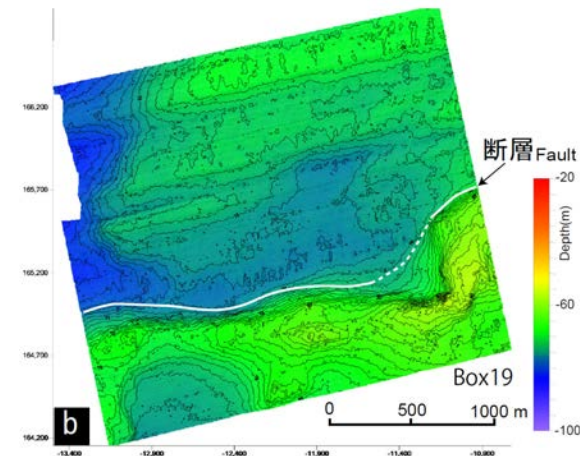
能登半島北部の海底地形と地質構造との関係



能登半島周辺の地形、地質構造(井上・岡村(2010)に加筆)

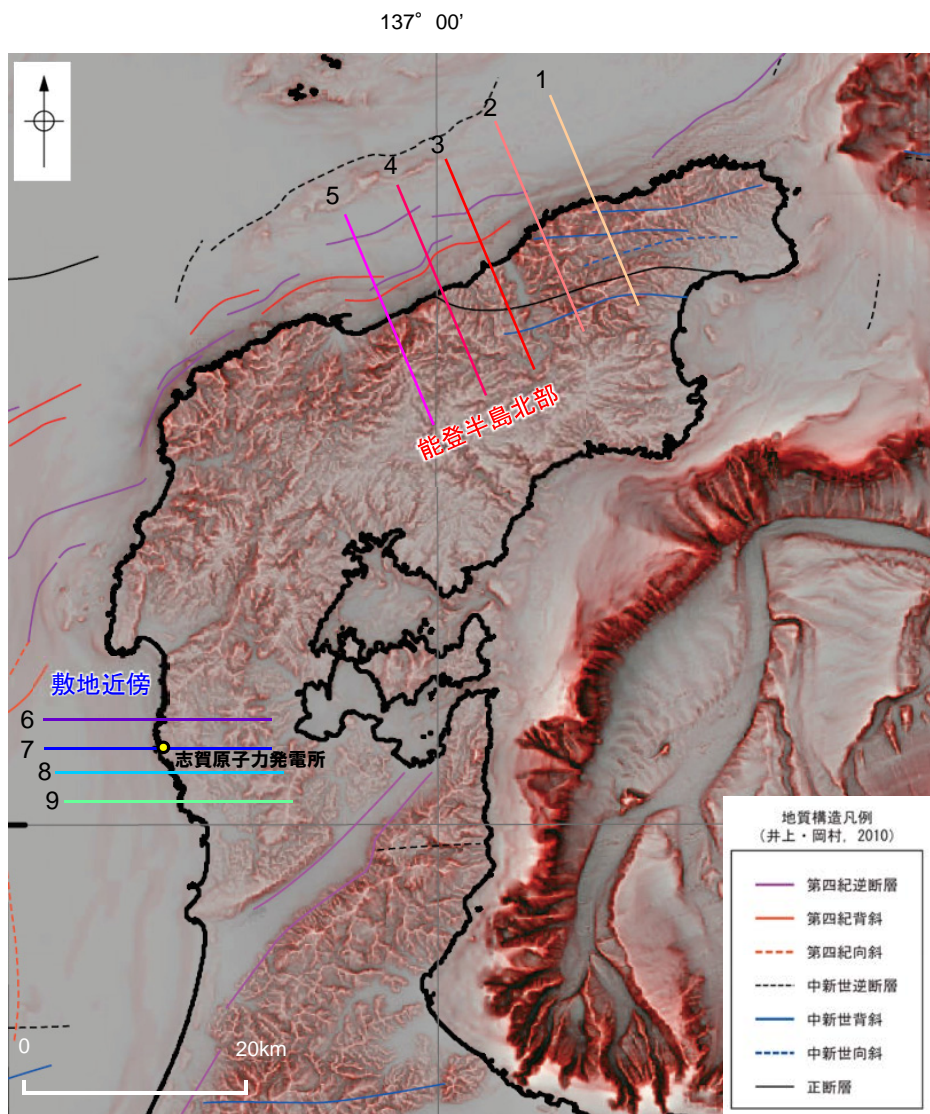


浸食平坦面上に断層変位地形が認められる。
(井上・岡村, 2010)

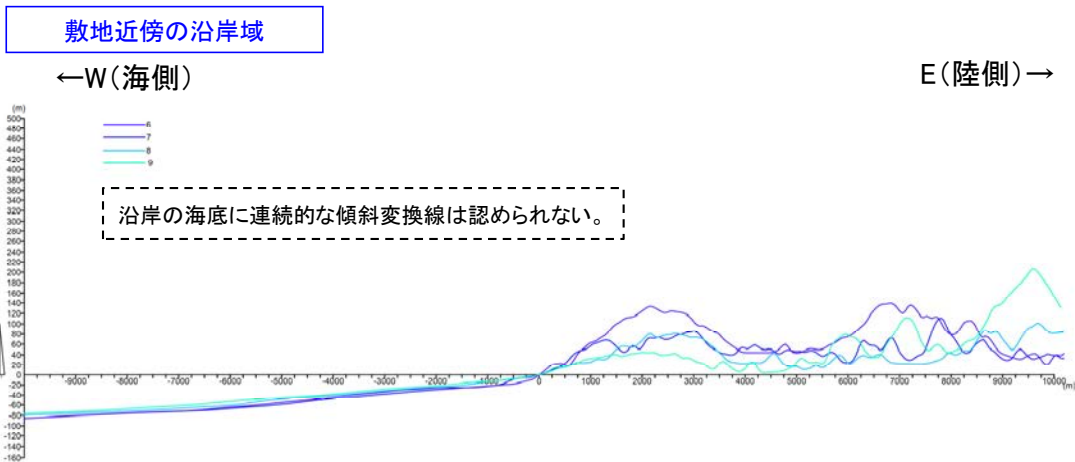
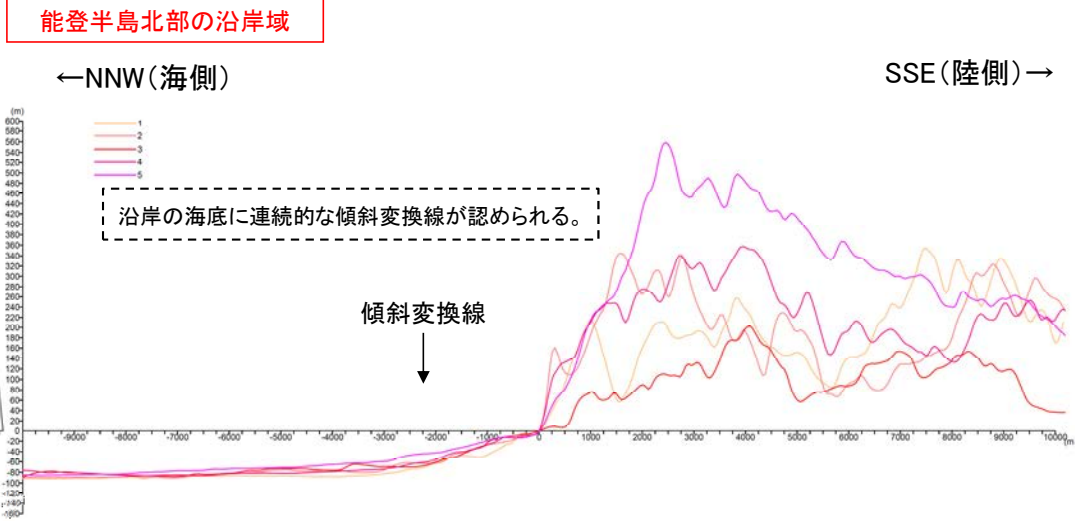


3次元サイドスキャンソナーによる海底地形調査(井上・岡村, 2010)

沿岸域の地形断面



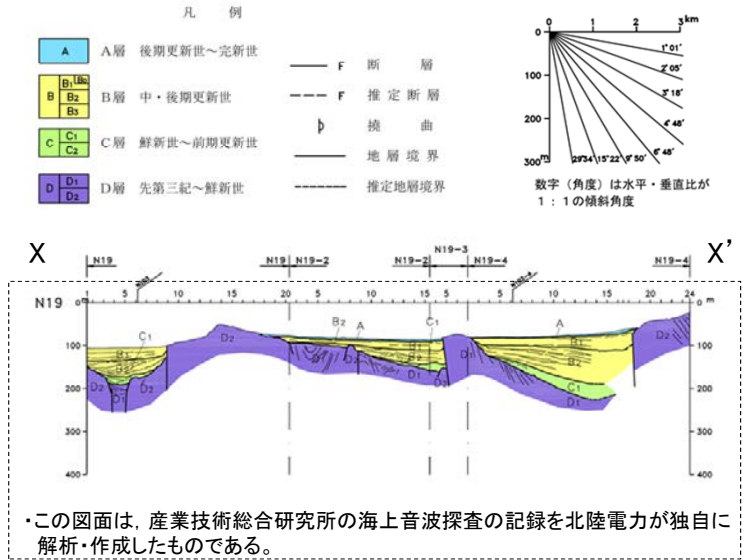
能登半島周辺の赤色立体地図
(野ほか(2016)に地質構造等を加筆)



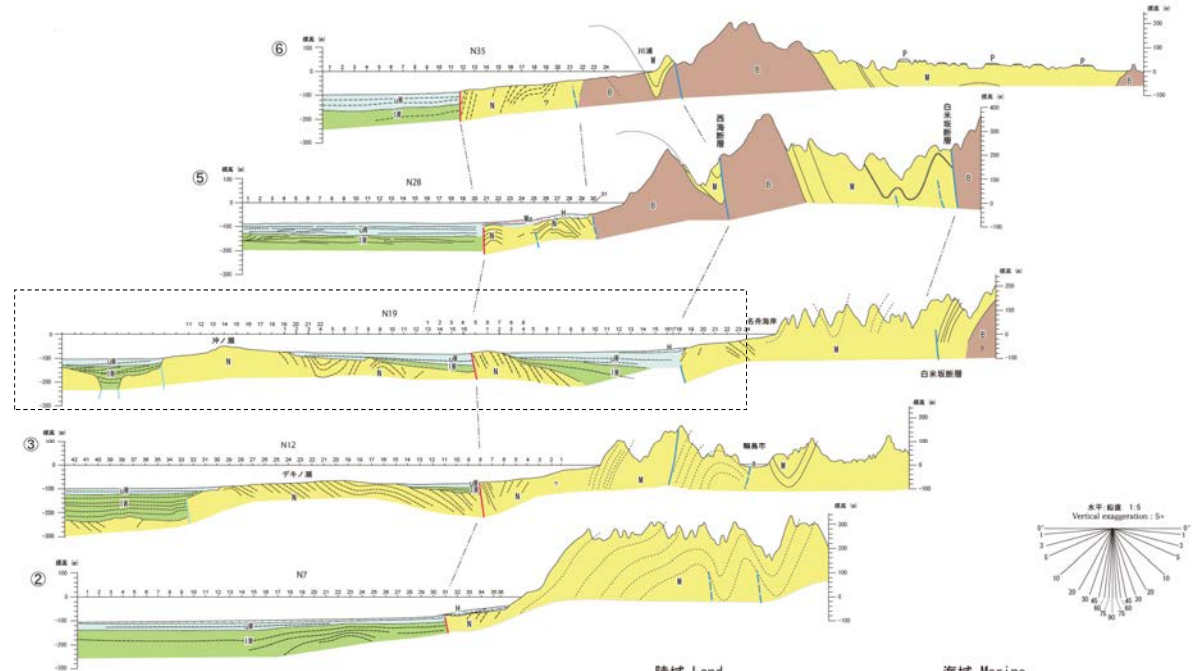
地形断面図(H:V=1:10)
縦軸は標高, 横軸は海岸線からの距離(陸側を正, 海側を負とする)

使用した標高データ
陸域: 国土地理院50mメッシュ
海底: 日本水路境界海底地形デジタルデータ
M7011 佐渡, M7012 若狭湾 (解像度50m)

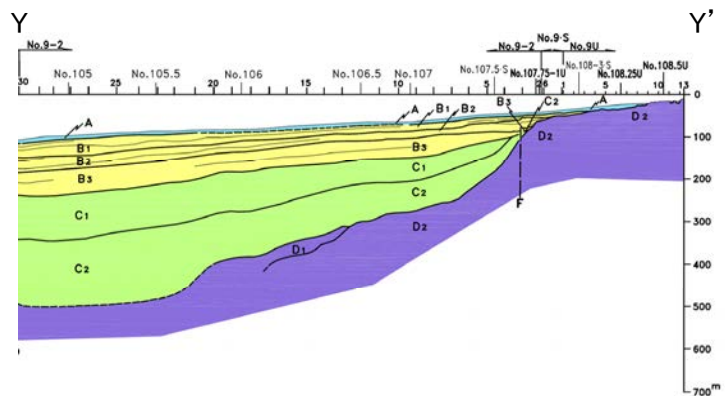
地質断面図



能登半島北部の地質断面図(当社作成)



能登半島北部域20万分の1海陸シームレス地質断面図(井上ほか, 2010)



敷地近傍の地質断面図(Y-Y')(当社作成)

【重力異常】

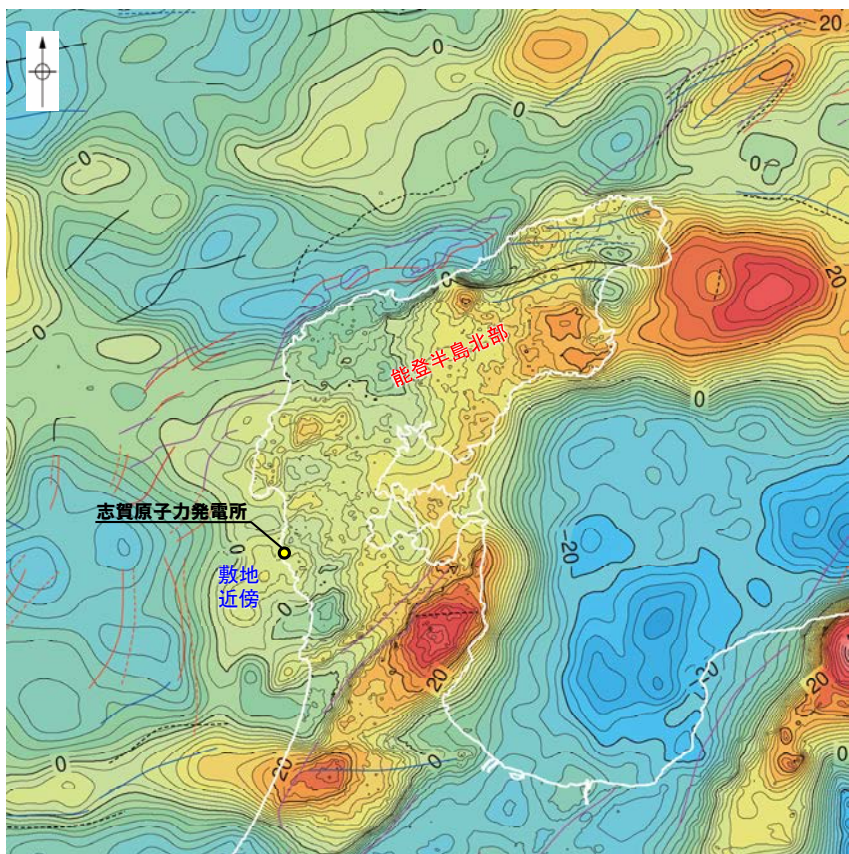
【能登半島北部】

○海岸線に平行な活断層に沿って、明瞭な重力異常急変部が認められる。

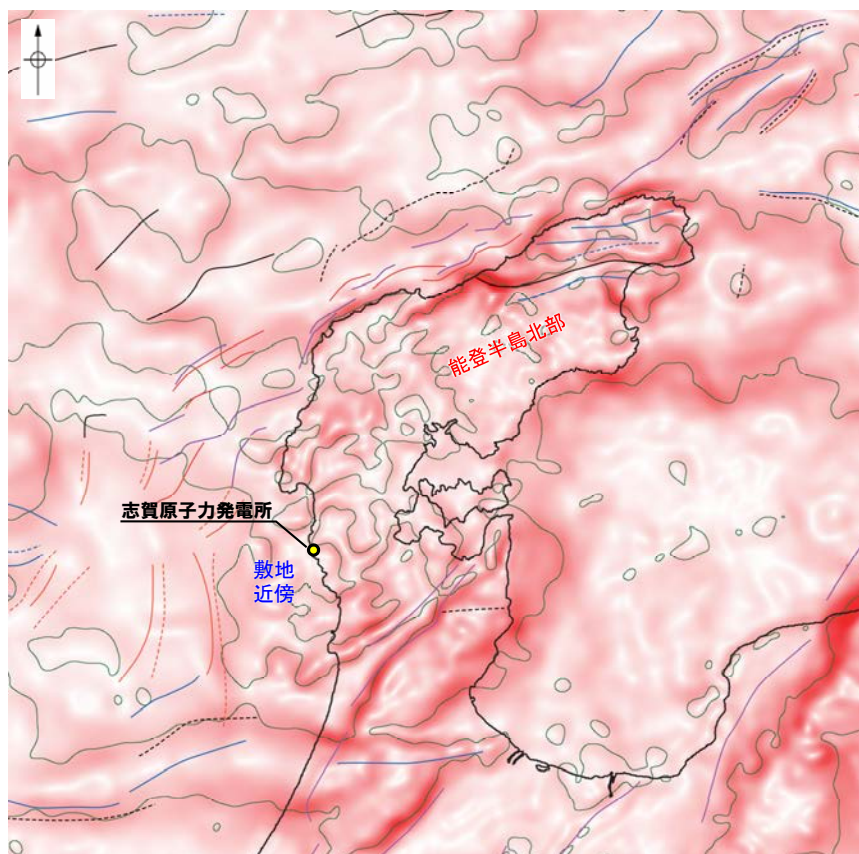
【敷地近傍】

○明瞭な重力異常急変部は認められない。

重力異常図



mGal
 仮定密度: 2,300kg/m³ コンター間隔: 2mGal 0 50 km



(mGal/km)
 鉛直一次微分値が0mGal/kmの等値線 0 50 km

この図は、陸域は本多ほか(2012)、国土地理院(2006)、The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001)、Yamamoto et al. (2011)、Hiramatsu et al. (2019)、海域は産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013)、石田ほか(2018)を用いて、金沢大学・当社が作成したものである。なお、ブーゲー異常図は、平面トレンド成分の除去を行っており、水平一次微分図は、平面トレンドを除去及び遮断波長4kmのローパスフィルター処理後のブーゲー異常図を基に作成した。

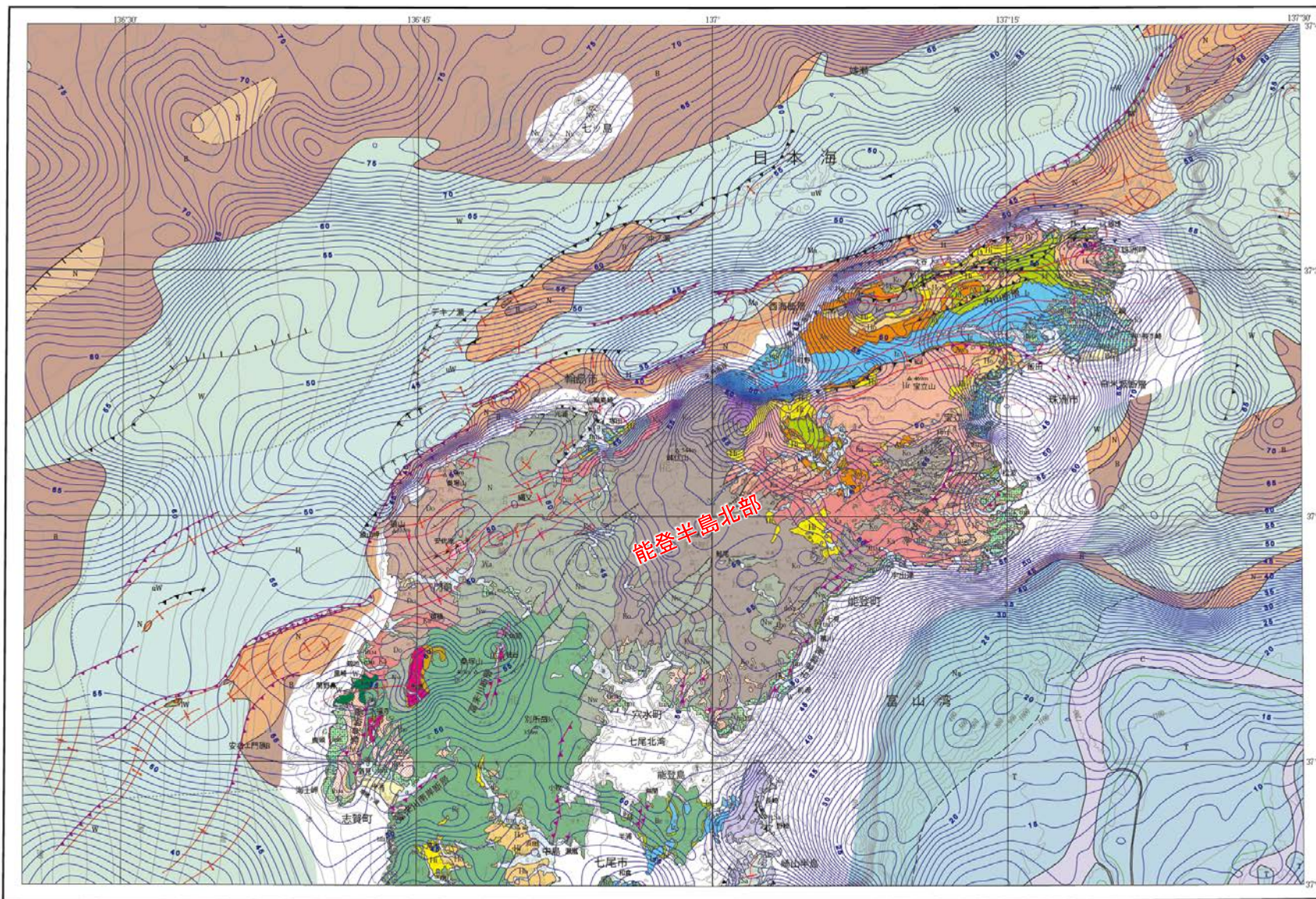
地質構造凡例
(井上・岡村, 2010)

- 第四紀逆断層
- 第四紀背斜
- - - 第四紀向斜
- - - - 中新世逆断層
- 中新世背斜
- - - 中新世向斜
- 正断層

平面トレンドを除去した能登半島のブーゲー異常図(金沢大学・当社作成)

能登半島の水平一次微分図(金沢大学・当社作成)

重力異常と地質構造との関係



能登半島北部北縁の沖合数kmに存在する急勾配構造を南縁に伴う低重力異常帯は、後期中新世末以降の東北東-西南西方向の南側隆起の逆断層の変形を強く反映している。また、主な活断層はこの低重力異常帯の南縁沿いに発達している。(尾崎ほか, 2010)

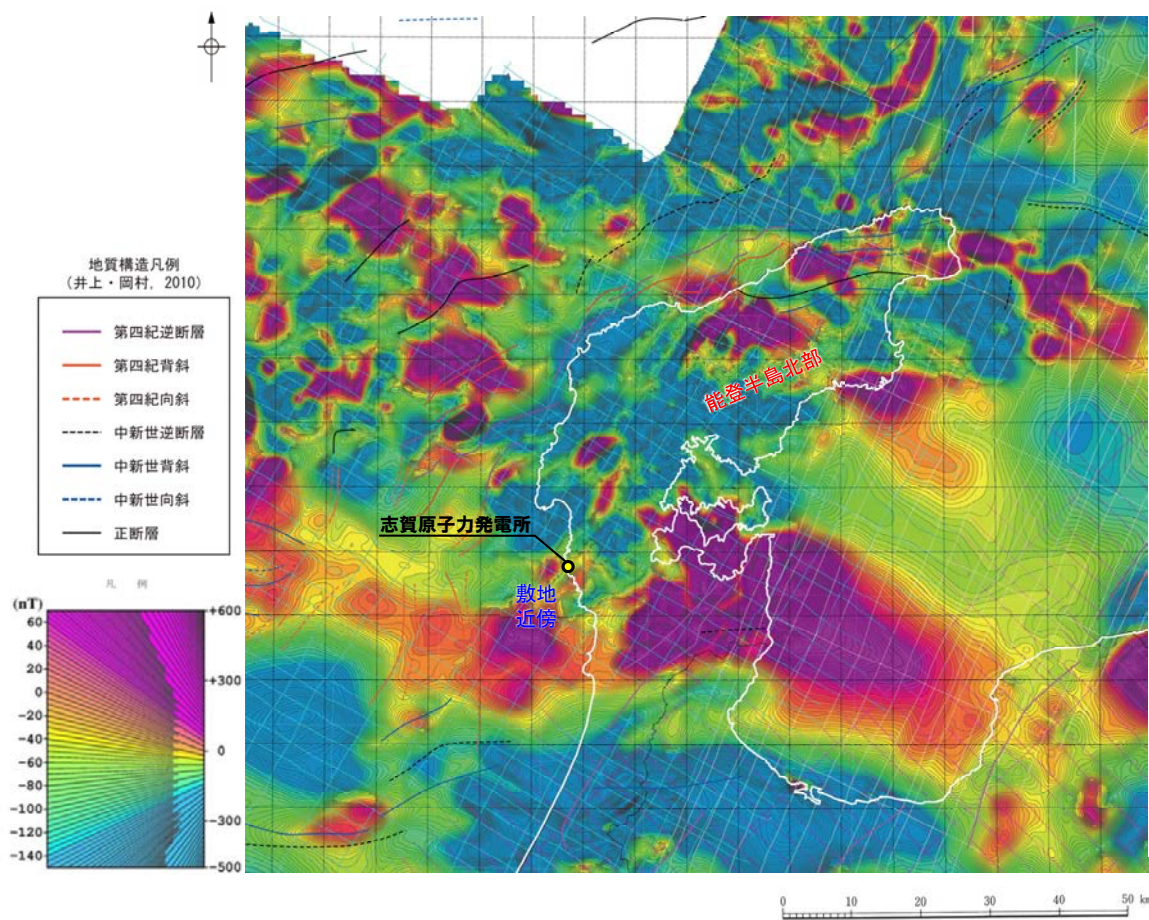
凡例

- 海底谷壁上端
Upper boundary of canyon wall
- 推定逆断層 (点線は伏在)
Inferred reverse fault, dotted where concealed
- 実在逆断層 (点線は伏在)
Confirmed reverse fault, dotted where concealed
- 推定逆断層 (点線は伏在)
Inferred reverse fault, dotted where concealed
- 拗曲軸 (点線は伏在)
Flexure, dotted where concealed
- 推定正断層 (点線は伏在)
Inferred normal fault, dotted where concealed
- 実在正断層 (点線は伏在)
Confirmed normal fault, dotted where concealed
- 推定正断層 (点線は伏在)
Inferred normal fault, dotted where concealed
- 実在活拗曲軸 (点線は伏在)
Active flexure, dotted where concealed
- 実在活逆断層 (点線は伏在)
Confirmed active reverse fault, dotted where concealed
- 推定活逆断層 (点線は伏在)
Inferred active reverse fault, dotted where concealed
- 実在背斜軸 (点線は伏在)
Confirmed anticlinal axis, dotted where concealed
- 向斜軸 (点線は伏在)
Synclinal axis, dotted where concealed

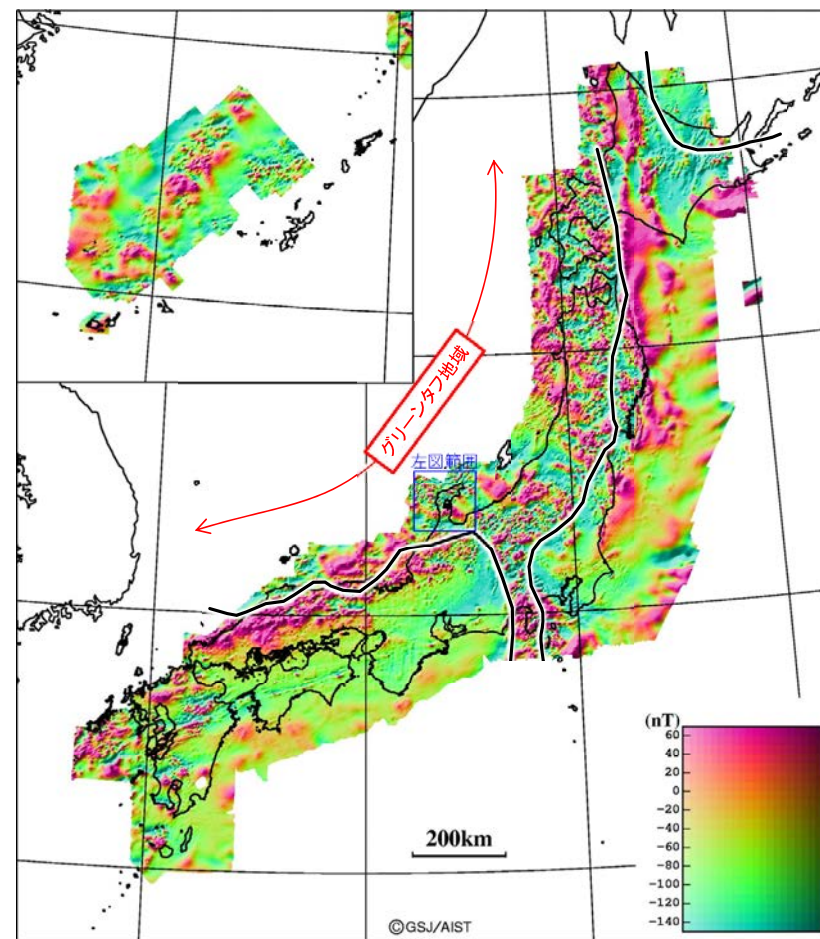
能登半島北部及び周辺海域20万分の1地質-重力図(尾崎ほか(2010)に加筆)

【磁気異常】

- 能登半島の磁気異常は、高磁化強度の火山岩が卓越する地質分布を反映した短波長高振幅異常群が認められるが、地質構造との明瞭な対応は認められない。
- 能登半島北部と敷地近傍に磁気異常の明瞭な差は認められない。



能登半島周辺の磁気異常分布図(中塚ほか(2005)に加筆)



日本の磁気異常分布図(中塚ほか(2005)に加筆)

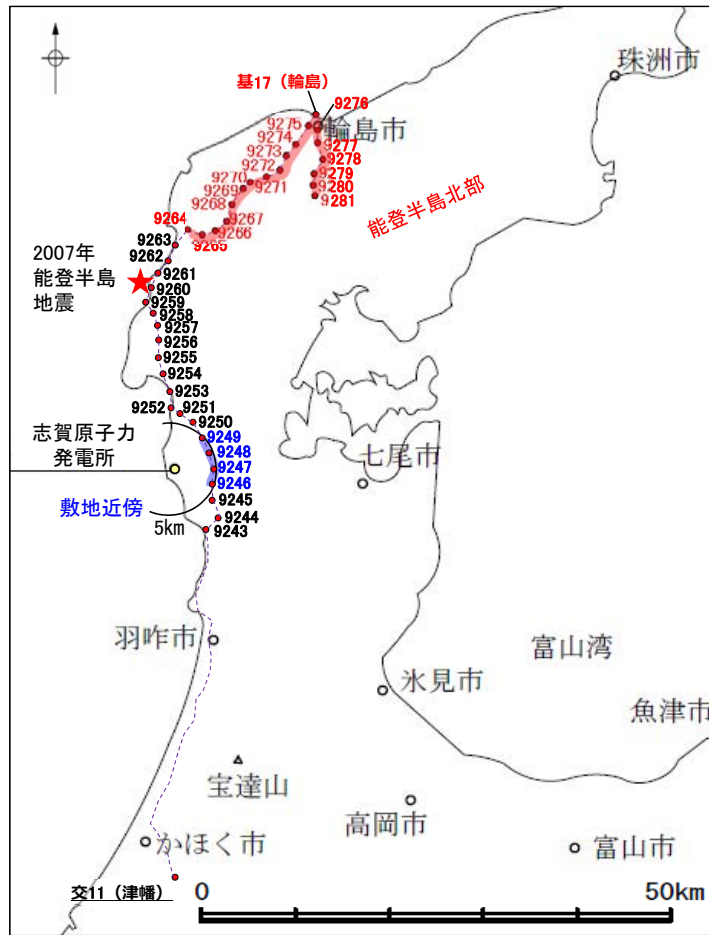
・グリーンタフ地域では、高磁化強度の火山岩が卓越し、これに対応して変化の激しい短波長高振幅異常群が分布する。例を上げれば、北海道から東北の日本海側や、丹沢山地周辺、能登半島から山陰沖にかけての地域である。

(牧野ほか, 1992)

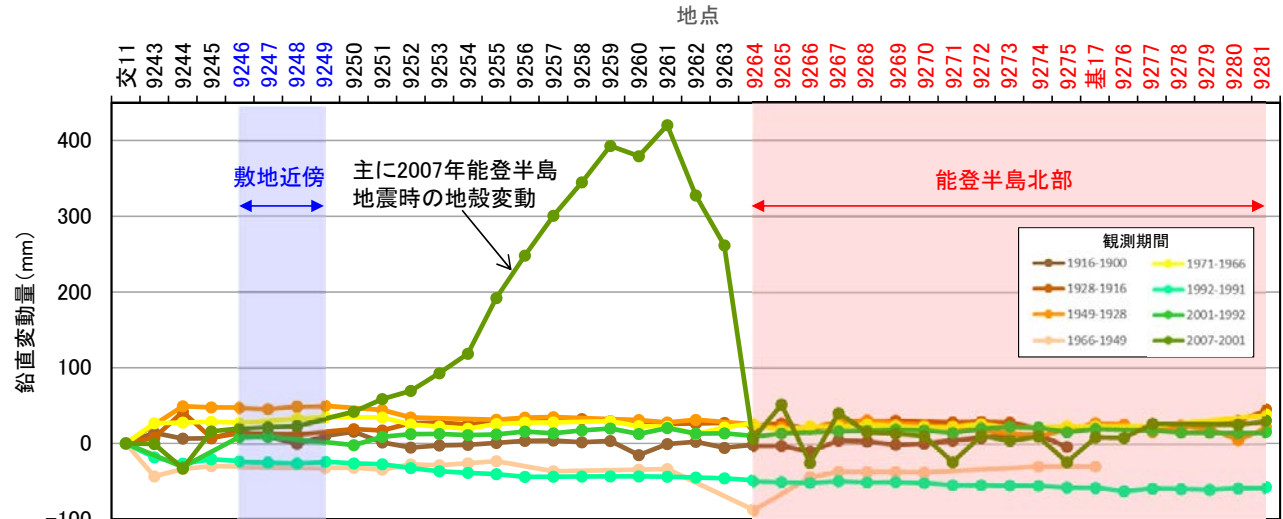
【水準点標高の経時変化】

○ 国土地理院の一等水準測量成果を用いて、約100年間の鉛直変動量を整理した結果、能登半島北部と敷地近傍に定常的な地殻変動に関する明瞭な差は認められない。

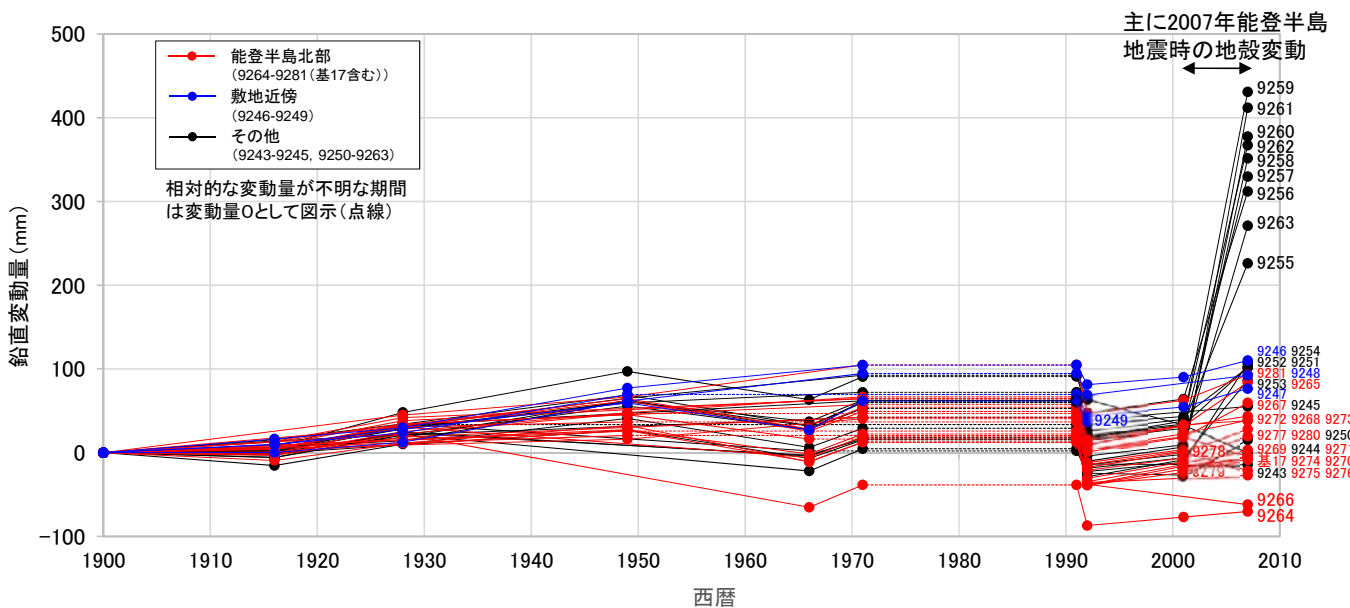
・鉛直変動量の算出にあたっては、交11(津幡)を基準とした相対的な鉛直変動量として補正を行った。



一等水準点の位置図



相対的な鉛直変動量分布の分布



相対的な累積鉛直変動量の経年変化

参考文献

- 阿部勝征・岡田篤正・垣見俊弘(1985):地震と活断層, アイ・エス・ユー株式会社.
- Angulo, R. J., Giannini, P. C. F., Suguio, K., Pessenda, L. C. R. (1999): Relative sea-level changes in the last 5500 years on southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ^{14}C ages. *Marine Geology*, 159, 323-339.
- 赤木功・井上弦・長友由隆(2003):九州南部に分布する赤黄色土(古赤色土)の産状, *日本土壤肥料学雑誌*, 74, 623-630.
- Aoki, N., Narahara, S., Takahashi, A., Nishiki, T.(2010): Imaging of conflicting dipping events by the multi-dip reflection surfaces method. *SEG Expanded Abstract*.
- Baker R. G. V., Haworth R. J. (2000a): Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence from cross-regional statistical regressions of fixed biological indicators. *Marine Geology*, 163, 353-365.
- Baker R. G. V., Haworth R. J. (2000b): Smooth or oscillating late Holocene sea-level curve? Evidence from the palaeo-zoology of fixed biological indicators in east Australia and beyond. *Marine Geology*, 163, 367-386.
- Baker R. G. V., Haworth R. J., Flood P. G. (2001): Inter-tidal fixed indicators of former Holocene sea levels in Australia: a summary of sites and a review of methods and models. *Quaternary International*, 83-85, 249-272.
- Baker R. G. V., Haworth R. J., Flood P. G. (2005): An oscillating Holocene sea-level? Revisiting Rottneest Island, western Australia and the Fairbridge eustatic hypothesis. *Journal of coastal research*, 21, 3-14.
- 土木学会(1985):「原子力発電所地質・地盤の調査・試験法および地盤の耐震安定性の評価手法」報告書, 第2編地質調査法, 土木学会原子力土木委員会.
- 藤則雄(2002):北陸海退 the Hokuriku Regression - 縄文後期～古墳期初頭の海面低下の提唱, *金沢星稜大学論集*, 36, 2, 65-75.
- 藤本潔(1993):能登半島七尾西湾岸日用川低地における完新世後期の海水準変動, *第四紀研究*, 32(1), 1-12.
- 原子力安全・保安院(2009):合同A24-1-2, 能登外浦における海上音波探査について, <https://warp.da.ndl.go.jp/info:ndl/pid/1092890/www.nisa.meti.go.jp/00000004/giji/f0000002a/24/24-1-2.pdf>.
- 長谷川正(2005):身近な自然・砂丘の調べ方:地球科学, 59, 213-218.
- 服部貴志・浜田昌明・高山陶子・小野田敏・坂下学・山口弘幸・平松良浩(2014):古砂丘・古期扇状地に関する空中写真を活用したDEM解析による地形特性の検討, *地形*, 35, 4.
- Head, M. J., Gibbard, P., Salvador, A.(2008):The Quaternary: its character and definition, *Episodes*, 31, 234-237.
- Heaton, T. J., Köhler P., Butzin, M., Bard, E., Reimer, R. W., Austin, W. E. N., Bronk Ramsey, C., Grootes, P. M., Hughen, A. K., Kromer, B., Reimer, P. J., Adkins, J., Burke, A., Cook, M. S., Olsen, J., Skinner, L. C.(2020): Marine20-The marine radiocarbon age calibration curve (0-55,000 cal BP), *Radiocarbon*, 62(4), 779-820.
- Hiramatsu, Y., Sawada, A., Kobayashi, W., Ishida, S., Hamada, M.(2019):Gravity gradient tensor analysis to an active fault: a case study at the Togi-gawa Nangan fault, Noto Peninsula, central Japan. *Earth, Planets and Space*, 71:107,8.
- 本多亮・澤田明宏・古瀬慶博・工藤健・田中俊行・平松良浩(2012):金沢大学重力データベースの公表, *測地学会誌*, 58, 4, 153-160.
- 池原研・井上卓彦・村上文敏・岡村行信(2007):能登半島西方沖の堆積作用・完新世堆積速度と活断層の活動間隔, *東京大学地震研究所彙報*, 82, 313-319.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高(編)(2018):活断層詳細デジタルマップ[新編], 東京大学出版会.
- 井上大栄・宮越勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, *地震*2, 54, 557-573.
- 井上卓彦・村上文敏・岡村行信・池原研(2007):2007年能登半島地震震源域の海底活断層, *東京大学地震研究所彙報*, 82, 301-312.
- 井上卓彦・岡村行信(2010):能登半島北部周辺20万分の1海域地質図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 井上卓彦・尾崎正紀・岡村行信(2010):能登半島北部域20万分の1海陸シームレス地質図・及び断面図, 海陸シームレス地質情報集, 「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 石田聡史・宮本慎也・吉田進(2018):志賀原子力発電所前面海域における海底重力探査の概要, *電力土木*2018年11月号, 398, 110-114.
- 石川県(1997):1:33,000漁場環境図「富来・志賀・羽咋海域」, 石川県.
- 海上保安庁水路部(1982):昭和56年日本海上保安庁水路部の測量, 七尾湾, 第6334号, 7-S.
- 狩野謙一・村田明広(1998):構造地質学, 朝倉書店.

参考文献

- 鮎野義夫(1993): 石川県地質誌新版・石川県地質図(10万分の1)説明書, 石川県・北陸地質研究所.
- 片山肇・池原研(2001): 能登半島西方表層堆積図説明書, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 加藤碩一・杉山雄一(編)(1985): 50万分の1活構造図「金沢」, 地質調査所.
- 活断層研究会(編)(1980): 日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会.
- 活断層研究会(編)(1991): 新編日本の活断層一分布図と資料一, 東京大学出版会.
- 小林航・浜田昌明・石井順一・平松良浩(2018): 能登半島西岸の丘陵地における風成砂層の分布, JpGU2018年大会, HGM03-09.
- Kobayashi, W., Hamada, M., Yoshida, S., Yamaguchi, H. and Sasaki, T. (2018): Late Holocene sea-level change along the coast of the Noto Peninsula in central Japan. AOGS 15th Annual Meeting, abstract, IG13-A010.
- 小林航・浜田昌明・田中康久・川崎慎治・村上卓矢・坂下学・澤田明宏・平松良浩(2020): 反射法および重力探査の統合解析による富来川南岸断層周辺の地下・地質構造の検討, JpGU-AGU Joint Meeting 2020, SSS11-P11.
- 小池一之・町田洋(編)(2001): 日本の海成段丘アトラス, 東京大学出版会.
- 国土地理院(2006): <http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/gravity/grv_serach/gravity.pl>, (参照2006-12-21).
- 駒澤正夫(2003): 日本の重力探査事情一地下構造とのかかわり, 石油技術協会誌, 68, 1.
- Kusumoto, S.(2016): Dip distribution of Oita-Kumamoto tectonic line located in central Kyusyu, Japan, estimated by eigenvectors of gravity gradient tensor, Earth Planets Space, 68:153.
- 町田洋・松田時彦・梅津正倫・小泉武栄(編)(2006): 日本の地形5 中部, 東京大学出版会.
- 町田洋・新井房夫(2011): 新編火山灰アトラス[日本列島とその周辺](第2刷), 東京大学出版会.
- McGregor, H.V., Evans, M.N., Goosse, H., Leduc, G., Martrat, B., Addison, J.A., Mortyn, P.G., Oppo, D.W., Seidenkrantz, M-S., Sicre, M-A., Phipps, S.J. Selvaraj K., Thirumalari K., Filipsson H.L., Ersek, V. (2015): Robust global ocean cooling trend for the pre-industrial Common Era, Nature Geoscience, 8 (9), 671-677.
- 前田保夫・横山祐典・フェルナンド シリンガン・ジェラルド クイナ(2009): フィリピン国ルソン島北部太平洋岸の完新世の相対的海面変動, 地学雑誌, 118(6), 1284-1291.
- 牧野雅彦・大久保泰邦・中塚正(1992): 200万分の1地質編集図(23) 日本の磁気図 説明書, 地質調査所.
- 増田富士雄・藤原治・酒井哲弥・荒谷忠(2001): 房総半島九十九里浜平野の海浜堆積物から求めた過去6000年間の相対的海水準変動と地震隆起, 地学雑誌, 110, 650-664.
- 松井健・加藤芳朗(1965): 中国・四国地方およびその周辺における赤色土の産状と生成時期一西南日本の赤色土の生成にかんする古土壌学的研究第2報, 資源研究所彙報, 64.
- 村田泰章・宮川歩夢・駒澤正夫・名和一成・大熊茂雄・上嶋正人・西村清和・岸本清行・宮崎光旗・志知龍一・本多亮・澤田明宏(2018): 金沢地域重力図(ブーゲー異常). 重力図, no. 33, 産総研地質調査総合センター.
- 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(2015): 日本海地震・津波調査プロジェクト 平成26年度 成果報告書.
- 永塚鎮男(1975): 西南日本の黄褐色森林土および赤色土の生成と分類に関する研究, 農業技術研究所報告B第26号別刷, 133-257.
- Nagatsuka, S., Maejima, Y.(2001): Dating of Soils on the Raised Coral Reef Terraces of Kikai Island in the Ryukyus, Southwest Japan: With Special Reference to the Age of Red-Yellow Soils. The Quaternary Research,40,137-147.
- Naish, T. R., Wilson, G. S.(2009): Constraints on the amplitude of Mid-Pliocene (3.6-2.4 Ma) eustatic sea-level fluctuations from the New Zealand shallow-marine sediment record, Philos. Trans. R. Soc. A 367, 169-187.
- 中田高・今泉俊文(編)(2002): 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.
- 中塚正・大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵(2005) 日本空中磁気探査データベース. 数値地質図, P-6, 産総研地質調査総合センター.
- 成瀬洋(1974): 西南日本太平洋岸地域の海岸段丘に関する2・3の考察, 大阪経大論集, 99.
- 日本海における大規模地震に関する調査検討会(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.
- 野徹雄・平松孝晋・佐藤壮・三浦誠一・千葉達朗・上山沙恵子・壺岐信二・小平秀一(2016): 日本海及びその周辺の地形データの統合と赤色立体地図, JAMSTEC Rep. Res. Dev., 22, 13-29.
- 能登半島中部西海岸活断層研究グループ(2019): 段丘・海食微地形・化石からみる能登半島志賀町中部西海岸地域の後期更新世~完新世地殻変動. 地球科学, 73(4), 205-221.

参考文献

- 岡村行信・竹内圭史・上嶋正人・佐藤幹夫(1994):20万分の1佐渡島南方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, no.43, 地質調査所, 25p.
- 岡村行信(2007):20 万分の1能登半島西方海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, no.61(CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 太田陽子・国土地理院地理調査部(1997):「能登半島」1:100,000, 地殻変動土地条件図, 国土地理院技術資料, D.1-No.347.
- 太田陽子・松田時彦・平川一臣(1976):能登半島の活断層, 第四紀研究, 15, 109-128.
- 太田陽子・平川一臣(1979):能登半島の海成段丘とその変形, 地理学評論, 52-4, 169-189.
- 尾崎正紀(2010):能登半島北部の20万分の1地質図及び説明書, 海陸シームレス地質情報集,「能登半島北部沿岸域」, 数値地質図S-1, 地質調査総合センター.
- 尾崎正紀・井上卓彦・高木哲一・駒澤正夫・大熊茂雄(2019):20万分の1地質図幅「輪島」(第2版), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- PAGES 2k Consortium (2013): Continental-scale temperature variability during the past two millennia, *Nature Geoscience*, 6(5), 339-346.
- Pirazzoli, P.A. Montaggioni, L.F., Salvat, B., Faure, G.(1988): Late Holocene sea level indicators from twelve atolls in the central and eastern Tuamotas (Pacific Ocean). *Coral Reefs*, 7, 57-68.
- 桜井操・佐藤任弘・田口広・永野真男・内田摩利夫(1971):能登半島西方大陸棚の海底地形と地質構造, 地質学雑誌, 77, 10, 645-651.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013):日本重力データベースDVD版, 数値地質図P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター:活断層データベース <<https://gbank.gsj.jp/activefault/>>(参照2021-4-21).
- Siddall, M., Chappell, J., Potter E. K.(2006): Eustatic sea level during past interglacials, Sirocko, F., Litt, T., Claussen, M., Sanchez-Goni, M. F. editors. *The climate of past interglacials*, Elsevier, Amsterdam, 75-92.
- Solomina, O. N., Bradley, R. S., Jomelli, V., Geirsdottir, A., Kaufman, D. S., Koch, J., McKay, N. P., Masiokas, M., Miller, G., Nesje, A., Nicolussi, K., Owen, L. A., Putnam, A. E., Wanner, H., Wiles, G., Yang, B. (2016): Glacier fluctuations during the past 2000 years, *Quaternary Science Reviews*, 149, 61-90.
- 鈴木宇耕(1979):東北裏日本海域の石油地質, 石油技術協会誌, 44, 5.
- Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M. (1959): Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *J Geophys Res* 64:49-59.
- 田中隆(1979):北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格, 石油技術協会誌, 44, 5.
- 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会(1992):改訂版日本の石油・天然ガス資源1992, 136-137.
- The Gravity Research Group in Southwest Japan (2001): Gravity measurements and database in southwest Japan, Gravity Database of Southwest Japan (CD-ROM), Bull. Nagoya University Museum, Special Rep., No.9.
- 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・野原壮・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.
- 豊島吉則(1978):山陰海岸における完新世海面変化, 地理学評論, 51-2, 147-157.
- 渡辺満久・中村優太・鈴木康弘(2015):能登半島南西岸変動地形と地震性隆起, 地理学評論, 88-3, 235-250.
- Wessel, P., Smith, W.H.F.(1998): New, improved version of the generic mapping tools released. *Eos. Trans. AGU* 79, 579.
- 山本博文・上嶋正人・岸本清行(2000):20万分の1 ゲンタツ瀬海底地質図及び同説明書, 海洋地質図, 50, 地質調査所.
- Yamamoto, A., Shichi, R., Kudo, T.(2011): Gravity database of Japan (CD-ROM), Earth Watch Safety Net Research Center, Chubu Univ., Special Publication, No.1.
- 米倉伸之(1987):第四紀の海面変化とその将来予測, 日本第四紀学会(編)「百年千年万年後の日本の自然と人類-第四紀研究にもとづく将来予測」, 古今書院, 38-59.
- Yonekura, N., Ishii, T., Saito, Y., Maeda, Y., Matsushima, Y., Matsumoto, E., Kayanne, H. (1988): Holocene fringing reefs and sea-level change in Mangaia Island, Southern Cook Islands, *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 68, 177-188.

余白