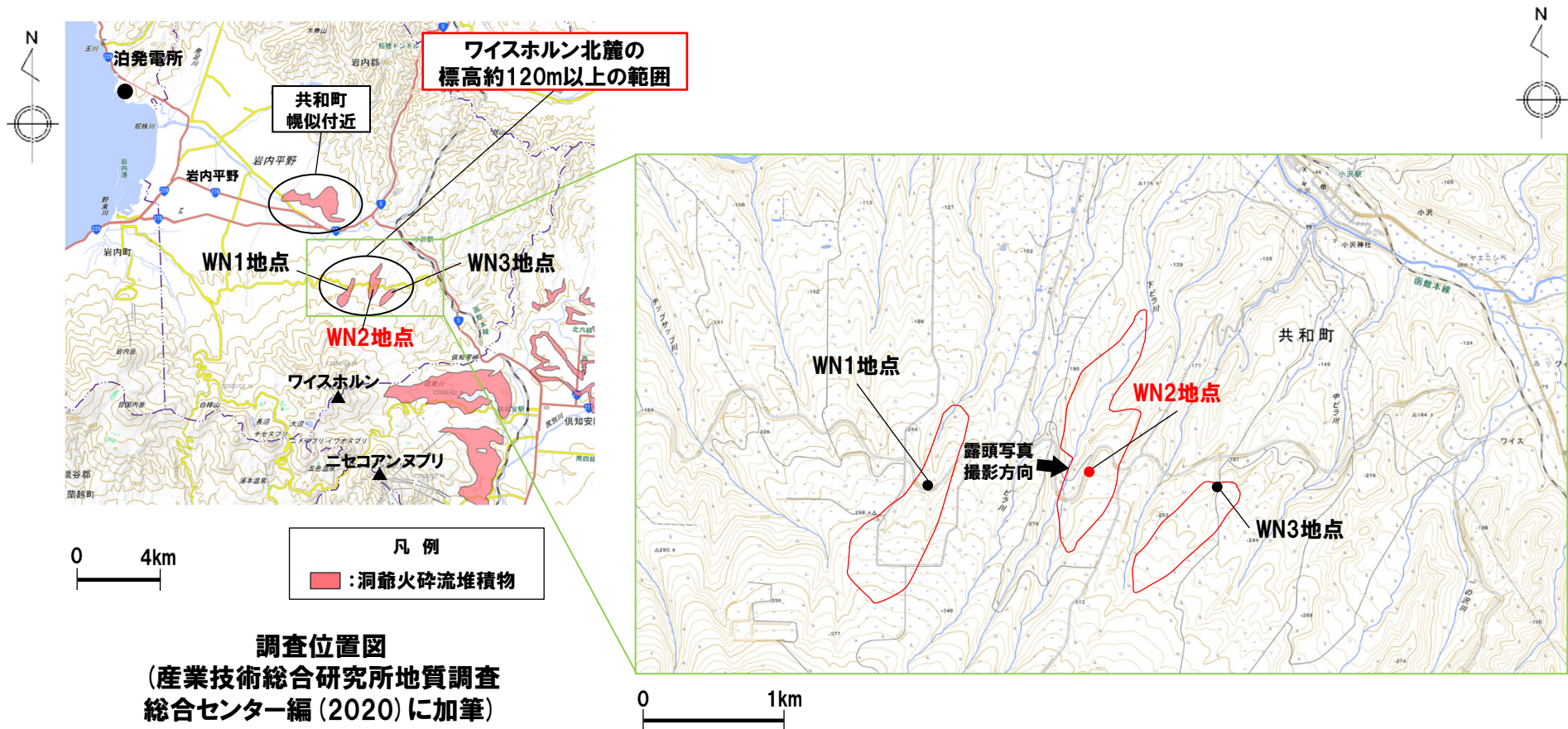


2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

②-2 地質調査結果 (WN2地点) (1/4)

○当該範囲のうち中間に位置するWN2地点において、地質調査を行った。

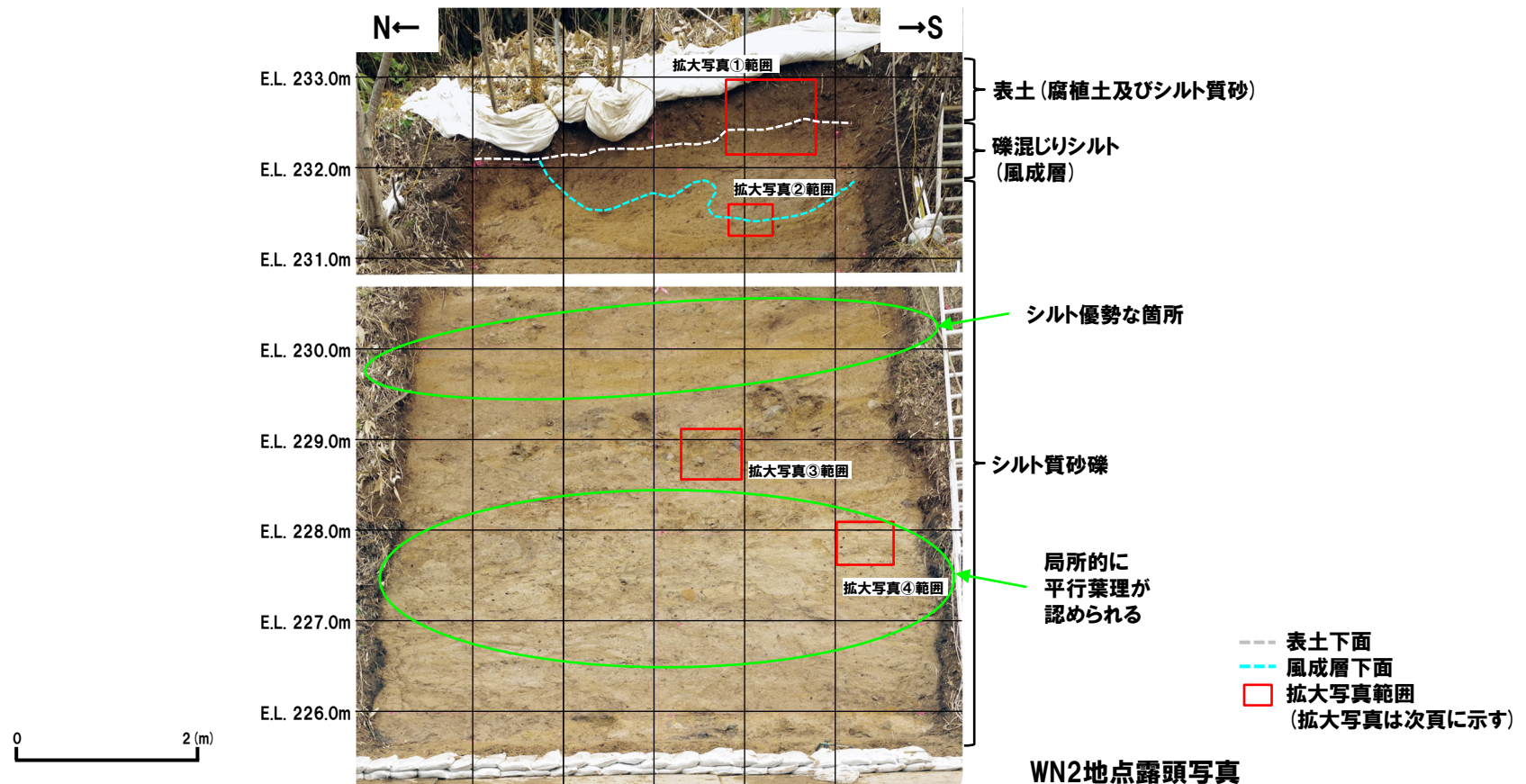


詳細調査位置図
(地理院地図及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2020) を基に当社作成)

2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

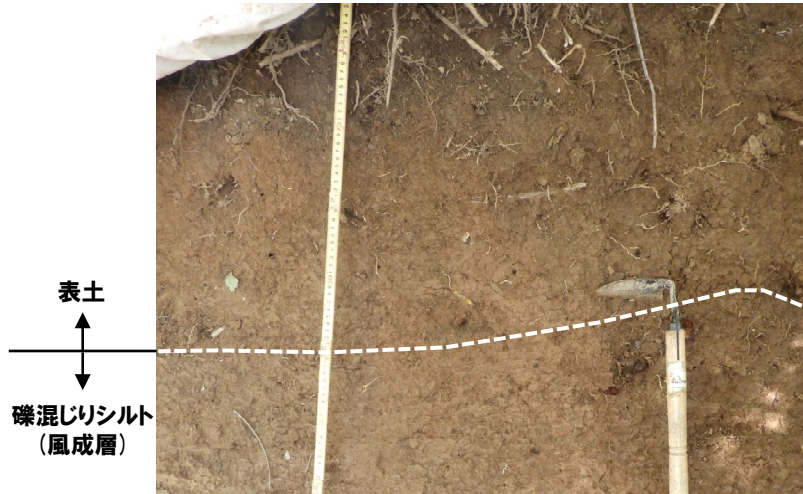
②-2 地質調査結果 (WN2地点) (2/4)

- 当該範囲のうち中間に位置するWN2地点においては、以下の状況が認められる。
 - ・下位からシルト質砂礫、礫混じりシルト及び表土（腐植土及びシルト質砂）からなる
 - ・シルト質砂礫は、中礫サイズの亜角～亜円を呈する安山岩のクサリ礫を主体とし、基質はシルト質砂からなる
 - ・層相変化が認められ、シルト優勢な箇所が認められる
 - ・局所的に平行葉理が認められ、軽石は認められない
 - ・礫混じりシルトは、シルトを主体とし、中礫サイズの角を呈する安山岩の硬質礫が混在する
- 表土直下の礫混じりシルトは、シルトを主体とし、堆積構造が認められないことから、風成層と考えられる。

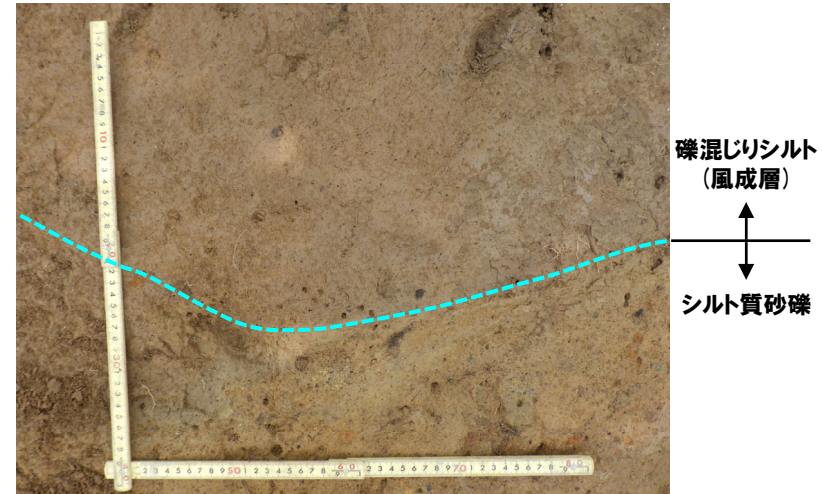


2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

②-2 地質調査結果 (WN2地点) (3/4)



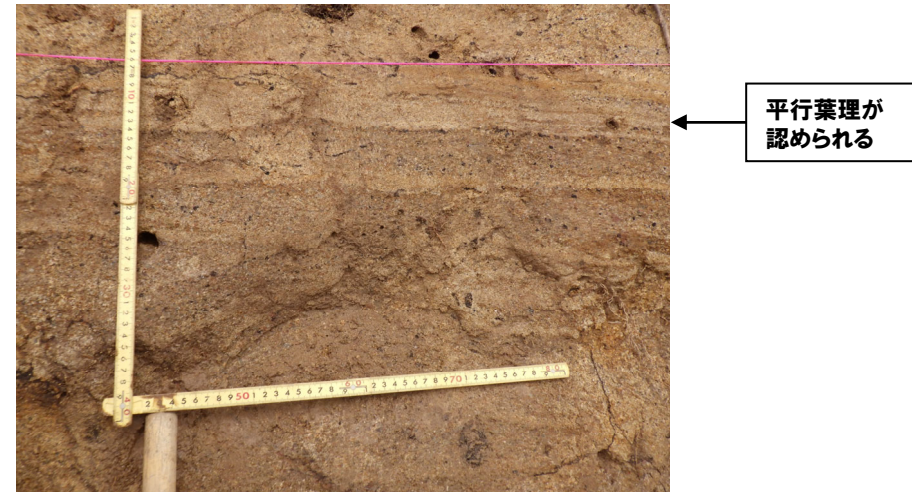
拡大写真①



拡大写真②



拡大写真③



拡大写真④

2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

②-2 地質調査結果 (WN2地点) (4/4)

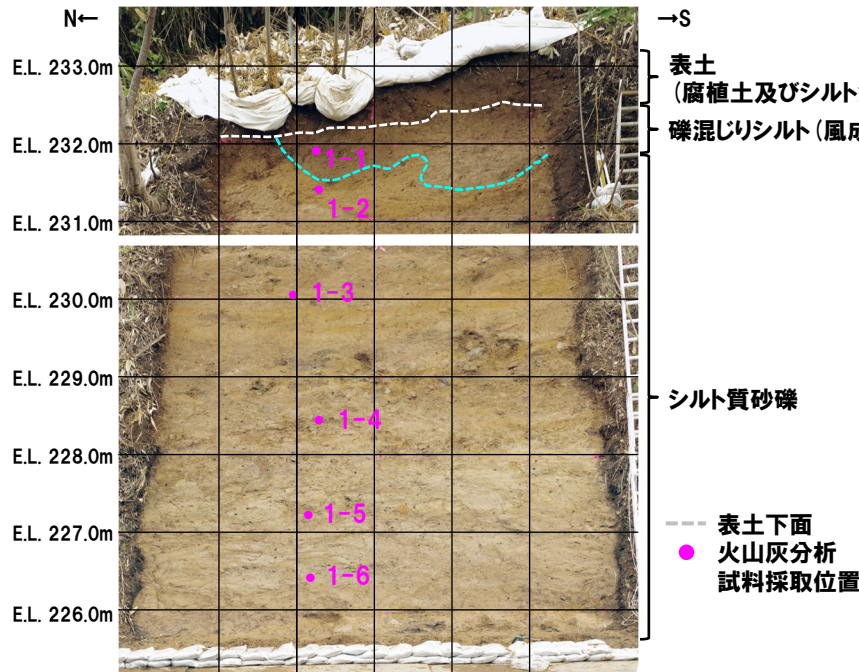
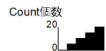
○WN2地点においては、火山ガラスを多く含む堆積物は認められない。

地点名: WN2

試料名	テフラ名	火山ガラスの形態別含有量 (/3000粒子)		重鉱物の含有量 (/3000粒子)			β石英 (/3000粒子)				特記鉱物	火山ガラスの屈折率(nd)				斜方輝石の屈折率(γ)			角閃石の屈折率(n2)					
		5	10	Opx	GHo	Cum	1	2	3	4		1.490	1.500	1.510	1.520	1.700	1.710	1.720	1.660	1.670	1.680	1.690		
礫混じりシルト (風成層)	1-1																							
	1-2																							
	1-3																							
シルト質砂礫	1-4																							
	1-5																							
	1-6																							

■ バブルウォール(Bw)タイプ
 ■ バミス(Pm)タイプ
 ■ 低発泡(O)タイプ

火山灰分析結果 (WN2地点)



WN2地点露頭写真

(参考) 洞爺火山灰 (Toya) の屈折率 (町田・新井, 2011より)

略号	特徴	火山ガラス	斜方輝石	角閃石
Toya	バブルウォールタイプ・バミスタイプの火山ガラス主体	1.494-1.498	1.711-1.761 (1.758-1.761, 1.712-1.729 bimodal)	1.674-1.684

(参考) Spfl及びSpfa-1の屈折率 (町田・新井, 2011より)

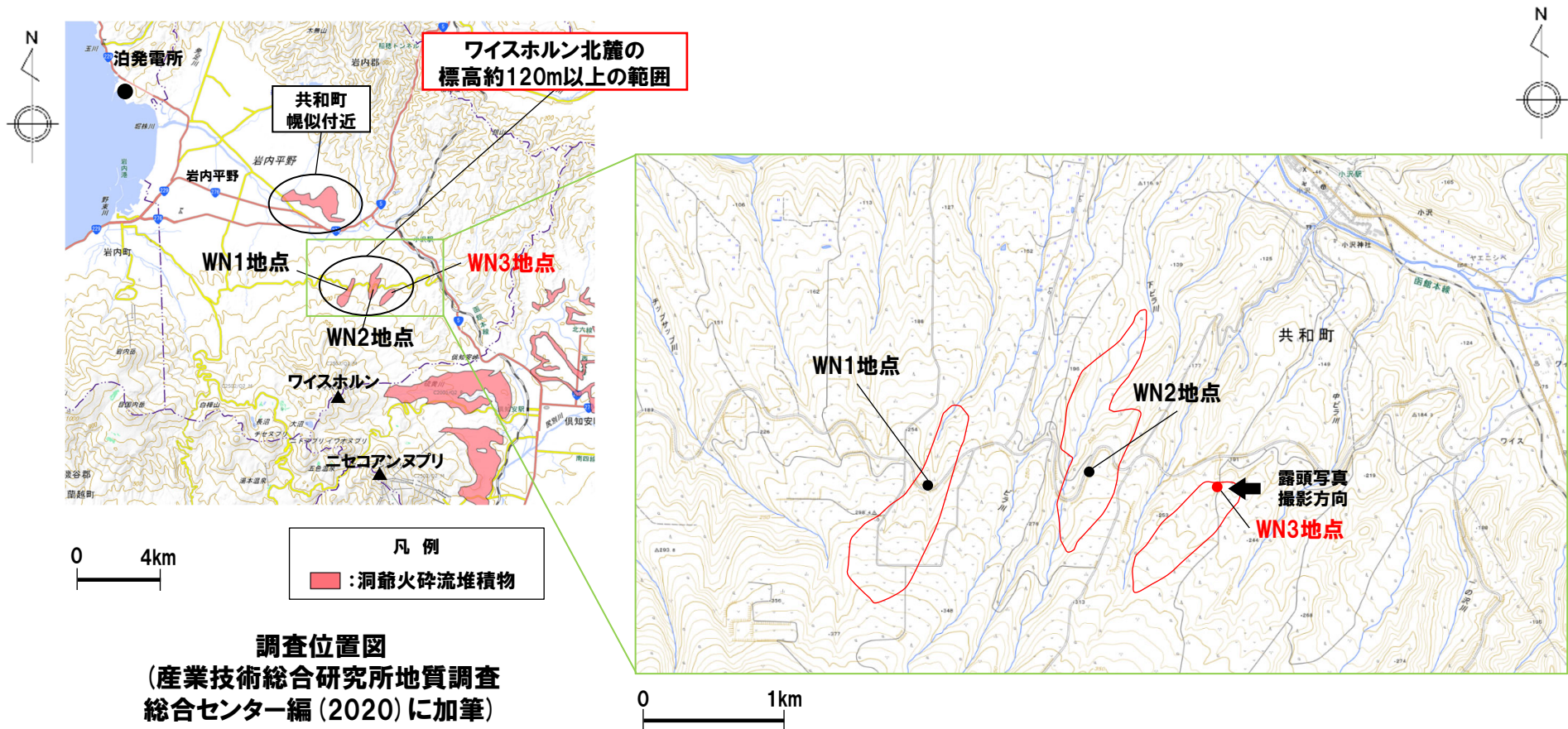
略号	特徴	火山ガラス	斜方輝石	角閃石
Spfl	バブルウォールタイプ・バミスタイプの火山ガラス主体	1.500-1.503	1.730-1.733	1.688-1.691
Spfa-1	バミスタイプの火山ガラス主体	1.501-1.505 (1.502-1.503)	1.729-1.735	1.688-1.691



2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

②-3 地質調査結果 (WN3地点) (1/5)

○当該範囲のうち最も東側に位置するWN3地点において、地質調査を行った。



調査位置図
(産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2020) に加筆)

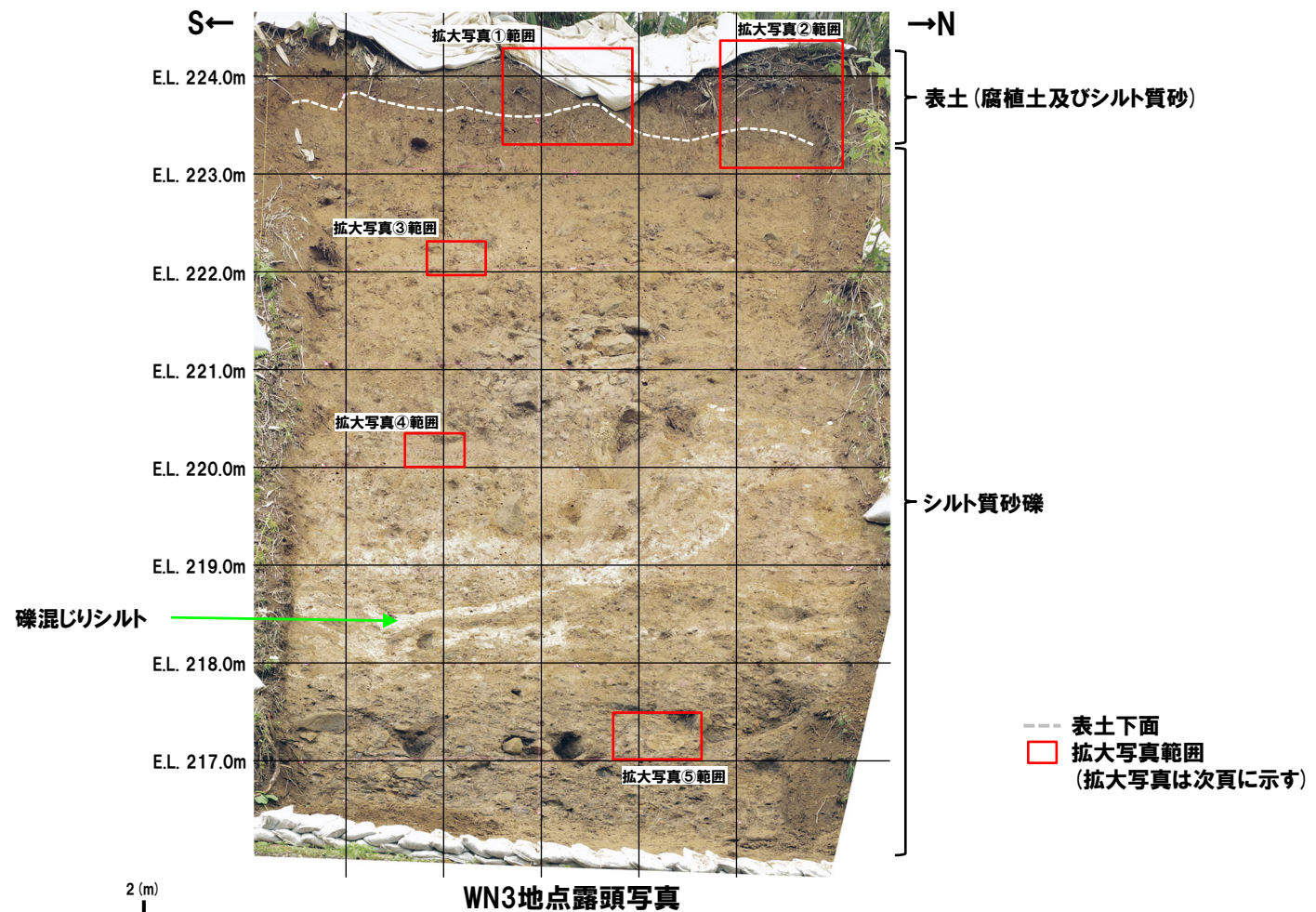
詳細調査位置図
(地理院地図及び産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2020) を基に当社作成)

2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

②-3 地質調査結果 (WN3地点) (2/5)

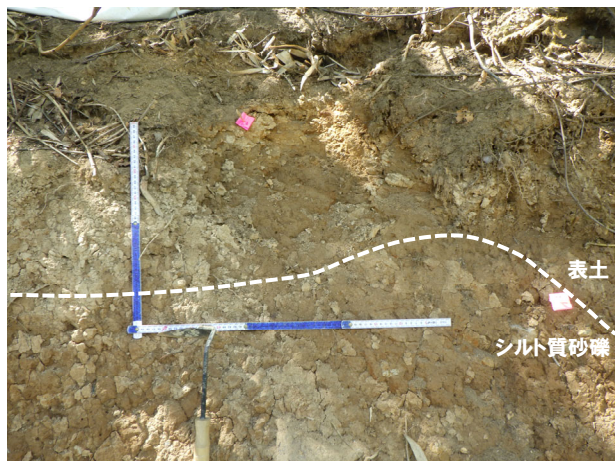
○当該範囲のうち最も東側に位置するWN3地点においては、以下の状況が認められる。

- ・シルト質砂礫及び表土 (腐植土及びシルト質砂) からなる
- ・シルト質砂礫は、中～大礫サイズの角～亜円を呈する安山岩のクサリ礫を主体とし、基質はシルト質粗粒砂からなる
- ・局所的に礫混じりシルトが認められる
- ・軽石は認められない

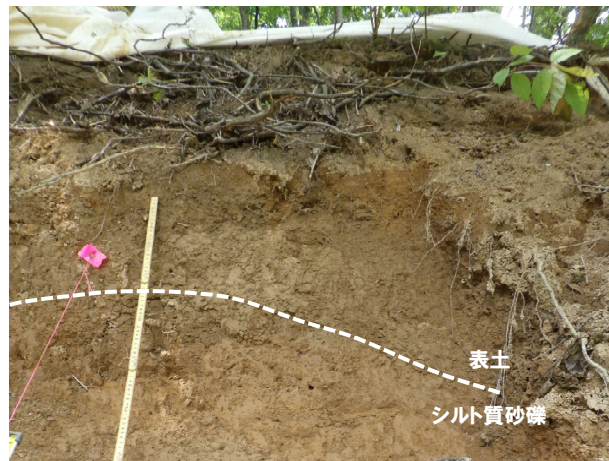


2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

②-3 地質調査結果 (WN3地点) (3/5)



拡大写真①



拡大写真②



拡大写真③



拡大写真④



拡大写真⑤

2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

②-3 地質調査結果 (WN3地点) (4/5)

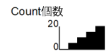
○WN3地点においては、表土 (腐植土及びシルト質砂) を除き、火山ガラスを多く含む堆積物は認められない。
 ○WN3地点の表土 (腐植土及びシルト質砂) については、洞爺火山灰 (Toya) の火山ガラスが421/3000粒子認められる※。

※当該堆積物については、降下火砕物由来とした場合、洞爺火山灰 (Toya) の二次堆積物bに区分されるが、火砕サージ由来か降下火砕物由来かを厳密に区別することは難しい。

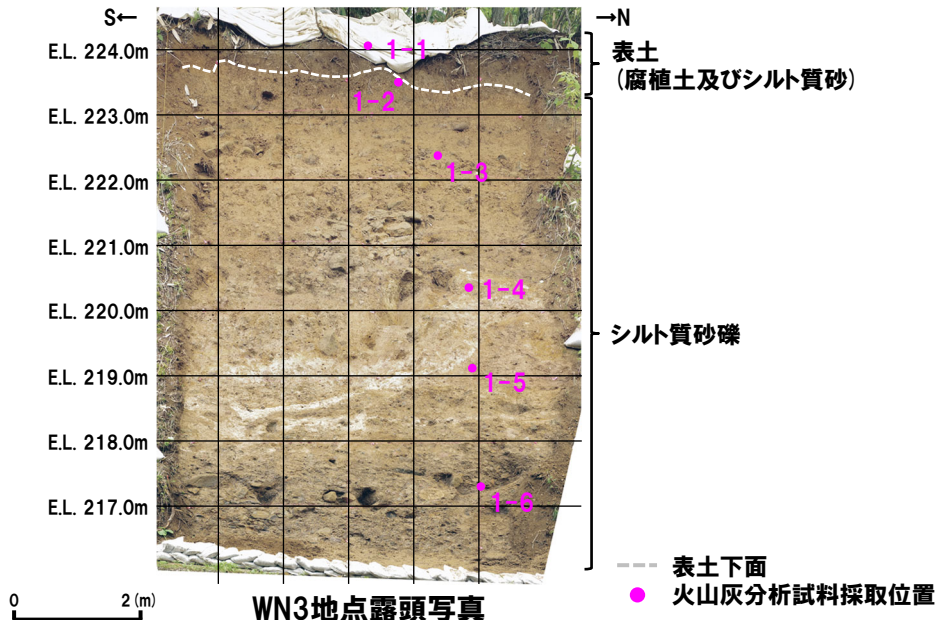
地点名: WN3

試料名	テフラ名	火山ガラスの形態別含有量 (/3000粒子)	重鉱物の含有量 (/3000粒子)			β石英 (/3000粒子)	特記鉱物	火山ガラスの屈折率(nd)				斜方輝石の屈折率(γ)			角閃石の屈折率(n2)			
			Opx	GHo	Cum			1.490	1.500	1.510	1.520	1.700	1.710	1.720	1.660	1.670	1.680	1.690
表土	Toya	100 200 300 400	2 4 6 8	5 10														
1-1																		
シルト質砂礫																		
1-2																		
1-3																		
1-4																		
1-5																		
1-6																		

■ バブルウォール(Bw)タイプ
 ■ バミス(Pm)タイプ
 ■ 低発泡(O)タイプ



火山灰分析結果 (WN3地点)
 (1-1試料の主成分分析結果をP269に示す)



(参考) 洞爺火山灰 (Toya) の屈折率 (町田・新井, 2011より)

略号	特徴	火山ガラス	斜方輝石	角閃石
Toya	バブルウォールタイプ・バミスタイプの火山ガラス主体	1.494-1.498	1.711-1.761 (1.758-1.761, 1.712-1.729 bimodal)	1.674-1.684

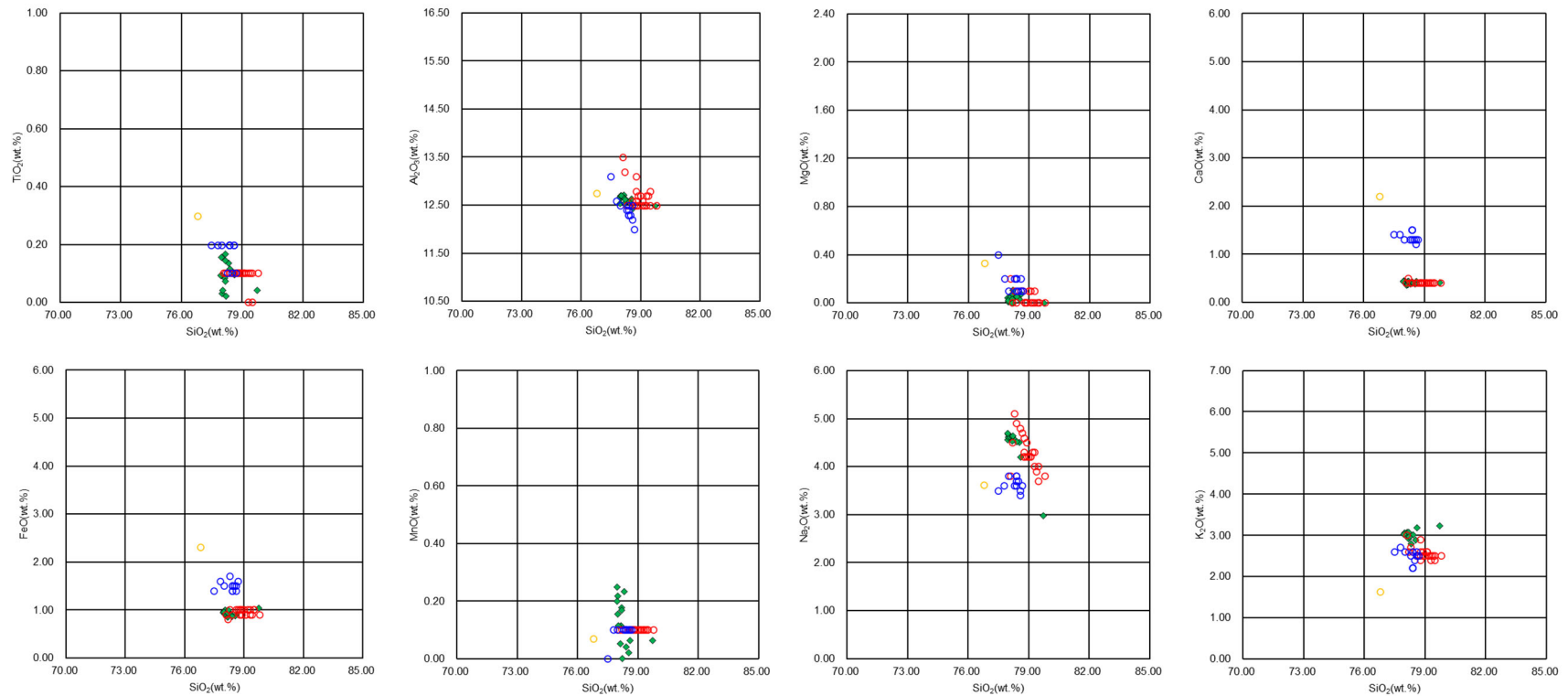
(参考) Spfl及びSpfa-1の屈折率 (町田・新井, 2011より)

略号	特徴	火山ガラス	斜方輝石	角閃石
Spfl	バブルウォールタイプ・バミスタイプの火山ガラス主体	1.500-1.503	1.730-1.733	1.688-1.691
Spfa-1	バミスタイプの火山ガラス主体	1.501-1.505 (1.502-1.503)	1.729-1.735	1.688-1.691

余白

2.3.6 ワイスホルン北麓における調査結果

②-3 地質調査結果(火山灰分析結果)(5/5)



◆ 1-1 ● Toya(※1) ● Kt-2(※2) ● Spfa-1(Spfl)(※1)

※1 町田・新井(2011), ※2 青木・町田(2006)

火山ガラスの主元素組成(ハーカー図)(WN3地点(1-1試料))

余白

2.3.7 敷地前面海域における調査結果

地質調査(調査結果-敷地前面海域における地質調査(No.1試料採取位置)-)(2/6)

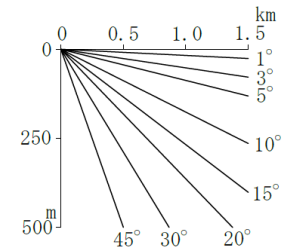
一部修正(H28/8/26審査会合)

- No.1試料採取位置は、Uesawa et al.(2022)によれば、クッタラ第2火山灰(Kt-2)の分布範囲に位置する(P127参照)。
- 当該位置において、ピストンコアラーにより755cmの柱状試料を採取した。
- 複数の深度において有孔虫化石を用いて¹⁴C法年代測定を実施しており、深度約653cmにおいて¹⁴C法年代測定値51,080y.B.P.以前※1が得られ、その直下にクッタラ第2火山灰(Kt-2)に対比される火山灰を確認している(分析結果はP276参照)。
- 当該堆積物は、火山ガラスを多く含む(78/200粒子)ことから、クッタラ第2火山灰(Kt-2)の純層(層厚5cm)に区分される※2。
- 一方で、陸域に堆積したものが河川を流下し、堆積した可能性も考えられることから、二次堆積物aに区分される可能性も考えられる。

※1 ¹⁴C法年代測定結果の詳細は、H28.9.30審査会合資料「泊発電所敷地前面及び周辺海域の地質層序補足説明資料」参照。
 なお、本¹⁴C法年代測定に使用した機器の理論的な計測限界は、6万~6.5万年前程度である。
 ※2 火山ガラスの粒子数等に着目した、降下火砕物の純層又は二次堆積物への細区分の考え方については、P156~P157参照。

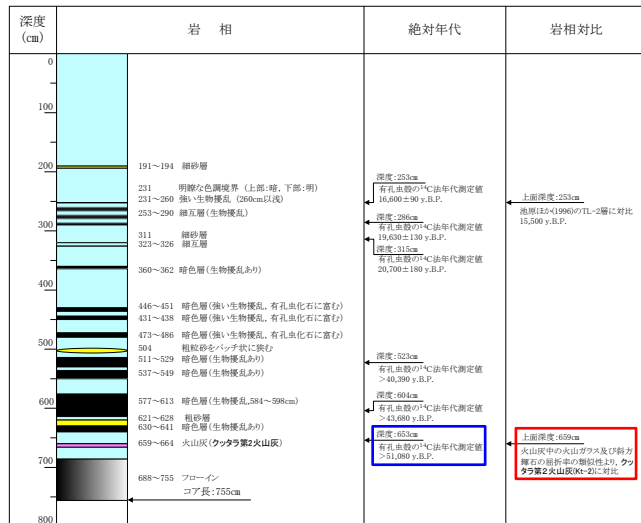
凡例

- I 層 (完新統)
- II 層 (上部更新統)
- III 層 (下部~中部更新統)
- IV 層 (下部更新統)
- V 層 (上部中新統~鮮新統)
- VI 層 (中新統以下)
- VII 層 (始新統以下)
- VIII 層 (貫入岩)

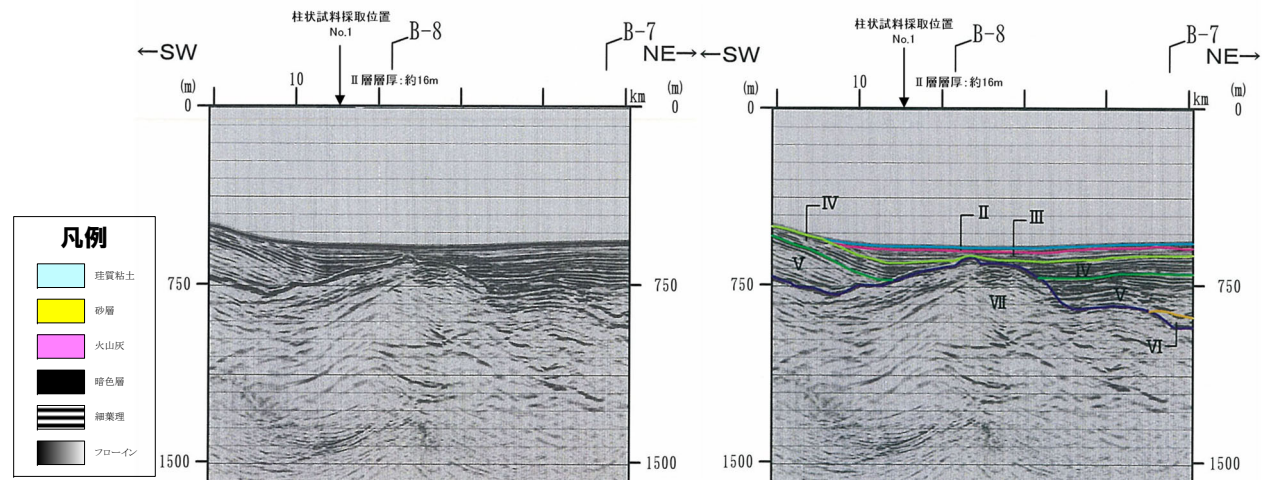


数字(角度)は水平・垂直が1:1の傾斜角度
 V. E. 約3

※色付線は各層の上面を表す



総合柱状図

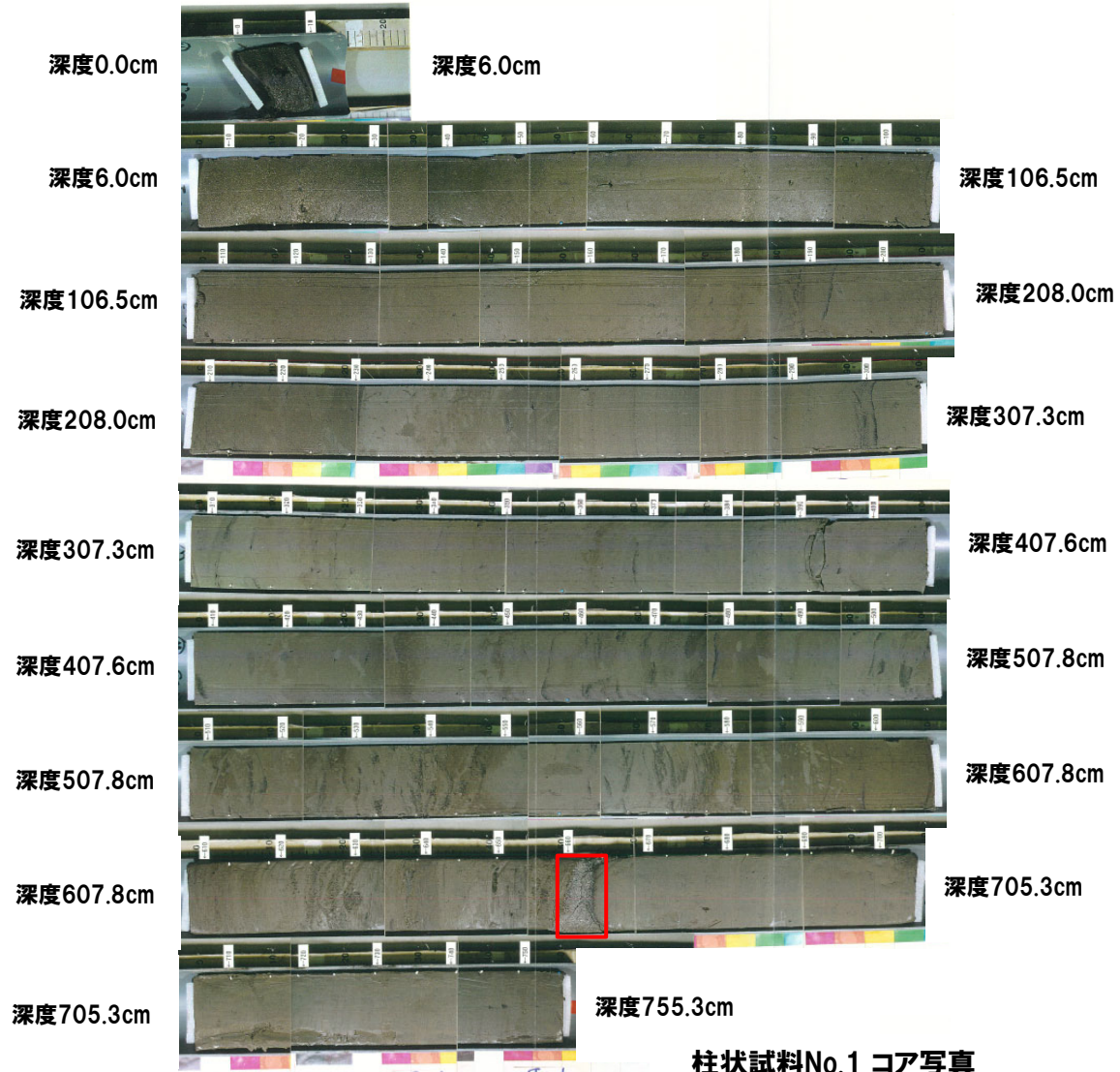


海上音波探査記録 測線k

2.3.7 敷地前面海域における調査結果

地質調査 (調査結果-敷地前面海域における地質調査 (No.1試料採取位置) -) (3/6)

一部修正 (H28/8/26審査会合)



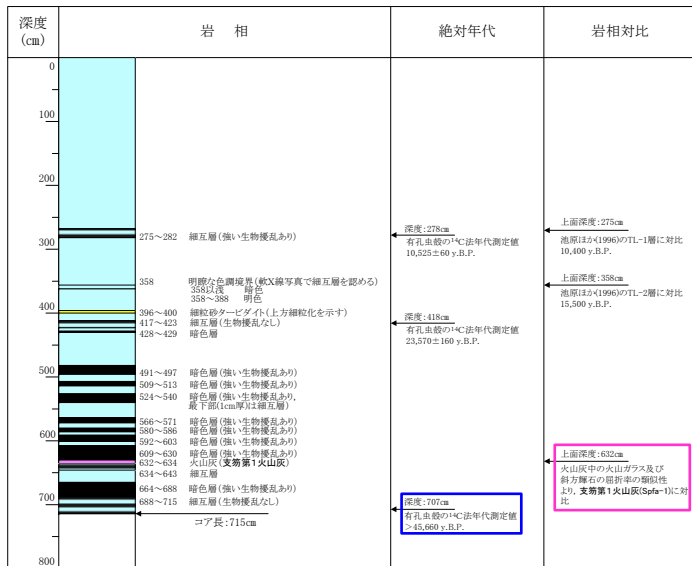
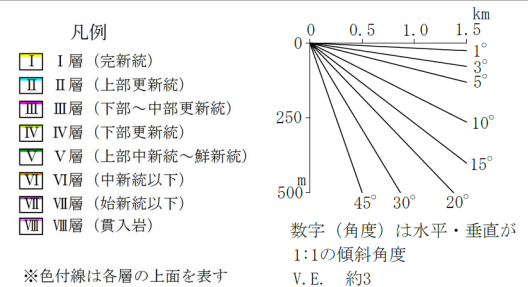
2.3.7 敷地前面海域における調査結果

地質調査 (調査結果-敷地前面海域における地質調査 (No.3試料採取位置) -) (4/6)

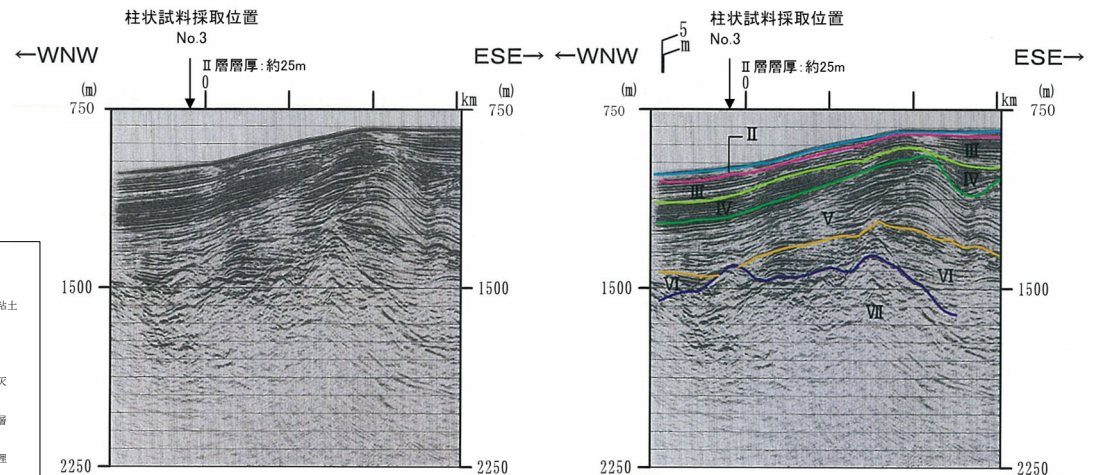
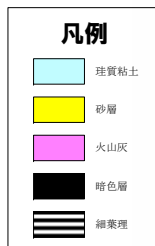
一部修正 (H28/8/26審査会合)

- No.3試料採取位置は、町田・新井 (2011) 及びUesawa et al. (2022) によれば、支笏第1降下軽石 (Spfa-1) の分布範囲に位置しない (P125~P127参照)。
- しかし、宝田 (2022) においては、日本海 (層厚0.1cm), 利尻島 (層厚2cm) 及び長万部付近 (Tr:微量) において支笏第1降下軽石 (Spfa-1) が確認されており、これらの地点は、敷地前面海域を取り囲むように位置する (P128参照)。
- 当該位置において、ピストンコアラーにより715cmの柱状試料を採取した。
- 複数の深度において有孔虫化石を用いて¹⁴C法年代測定を実施しており、深度約707cmにおいて¹⁴C法年代測定値45,660y.B.P.以前※1が得られている。
- 深度約632cmにおいて、支笏第1降下軽石 (Spfa-1) に対比される火山灰を確認している (分析結果はP276参照)。
- 当該堆積物は、火山ガラスを多く含む (192/200粒子) ことから、支笏第1降下軽石 (Spfa-1) の純層 (層厚2cm) に区分される※2。
- 一方で、陸域に堆積したものが河川を流下し、堆積した可能性も考えられることから、二次堆積物aに区分される可能性も考えられる。

※1 ¹⁴C法年代測定結果の詳細は、H28.9.30審査会合資料「泊発電所敷地前面及び周辺海域の地質層序補足説明資料」参照。
 ※2 火山ガラスの粒子数等に着目した、降下火砕物の純層又は二次堆積物への細区分の考え方については、P156~P157参照。



総合柱状図

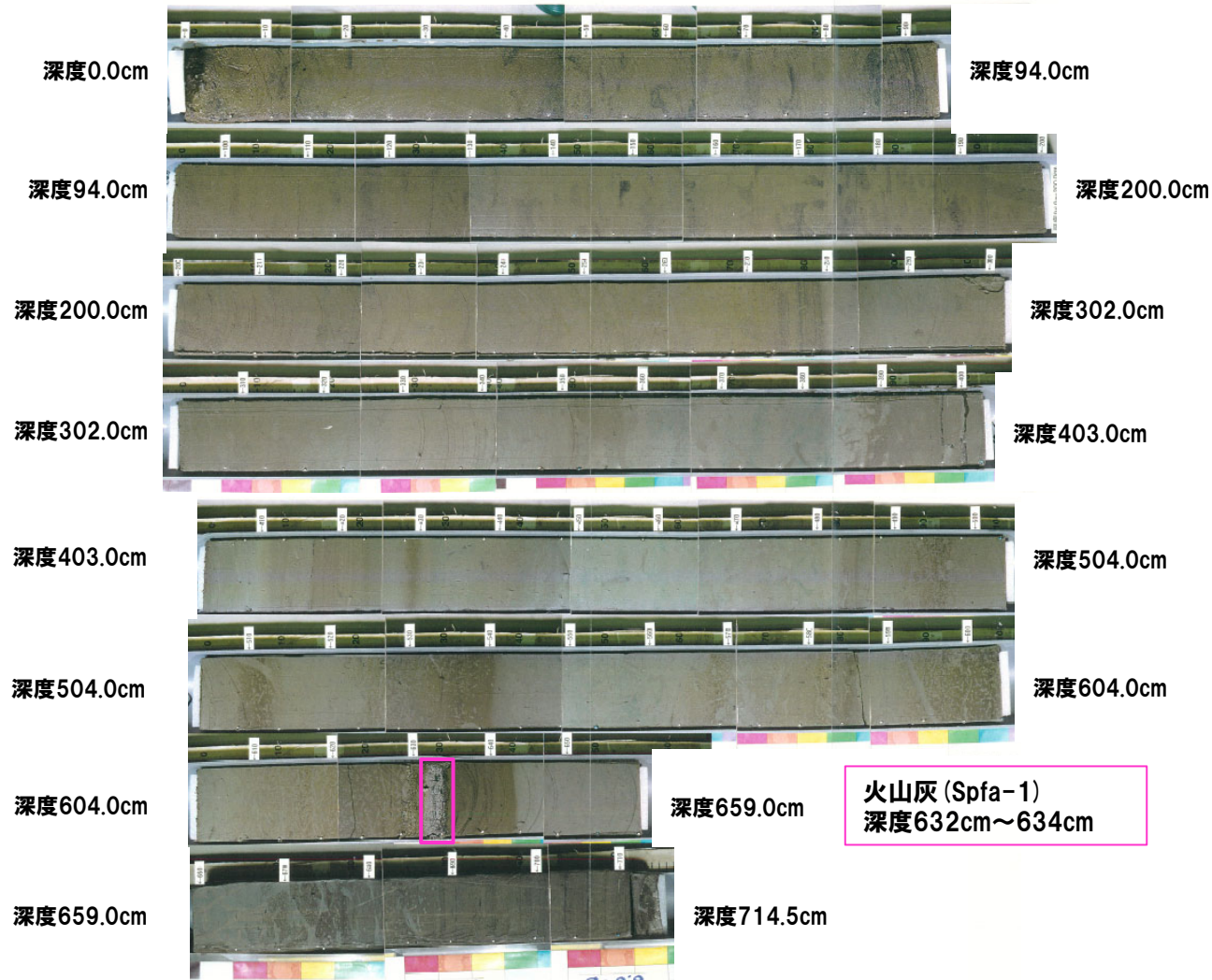


海上音波探査記録 測線B-7

2.3.7 敷地前面海域における調査結果

地質調査 (調査結果-敷地前面海域における地質調査 (No.3試料採取位置) -) (5/6)

一部修正 (H28/8/26審査会合)



柱状試料No.3 コア写真

2.3.7 敷地前面海域における調査結果

地質調査(調査結果-敷地前面海域における地質調査(火山灰分析結果)-)(6/6)

一部修正(H28/8/26審査会合)

火山灰分析結果(屈折率)

試料	屈折率			対比される火山灰
	火山ガラス	斜方輝石	角閃石	
No.1試料採取位置 深度659cm	1.512-1.516	1.712-1.716	検出されず	Kt-2
No.3試料採取位置 深度632cm	1.500-1.503	1.714-1.718 (23%) 1.729-1.734 (77%)	1.683-1.692	Spfa-1
Toya, Kt-2及びSpfa-1の 屈折率 (町田・新井, 2011より)	Toya	1.494-1.498	1.758-1.761	1.674-1.684
	Kt-2	1.505-1.515	1.712-1.718	1.678-1.684
	Spfa-1	1.501-1.505	1.729-1.735	1.688-1.691

余白

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
 2.4 火山学的調査	P.278
3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.292
4. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.314
4.1 巨大噴火の可能性評価	P.315
4.2 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.333
参考文献	P.337

余白

火山学的調査(調査結果)(1/2)

一部修正(R5/7/7審査会合)

○地質調査において、敷地及び敷地近傍で確認した以下の火山噴出物を対象に、堆積物の分布及び層厚を整理した。

- | | | |
|---|---|---------------|
| <ul style="list-style-type: none"> ・洞爺火砕流本体※1 ・ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物) ・洞爺火山灰(Toya)※2 ・阿蘇4火山灰(Aso-4) | } | 降下火砕物を除く火山噴出物 |
| | } | 降下火砕物 |

○整理結果として、敷地及び敷地近傍における各火山噴出物堆積時の推定分布図を作成し、これに地質調査で確認した層厚も合わせて示した。

○推定分布図は、以下の考えに基づき作成を行った。

- ・地質調査において各火山噴出物を確認した地点に加え、文献調査(P122～P128参照)において分布を示されている範囲を網羅する範囲とする。
- ・火山ガラスが混在する堆積物は、火山ガラスの粒子数が少なく、主に火山砕屑物からなるものではない(P156～P157参照)ことから、当該堆積物のみが認められる調査地点は考慮しない。

※1 当社は、洞爺火砕流堆積物のうち、目視可能な大きさの軽石が認められるものを、洞爺火砕流本体と呼称している。

※2 洞爺火山灰(Toya)の火山ガラスを多く含む堆積物は、降下火砕物由来として示しているが、火砕サージ由来か降下火砕物由来かを厳密に区分することは難しいと評価している。



(次頁へ続く)

火山学的調査(調査結果)(2/2)

一部修正(R5/7/7審査会合)

(前頁からの続き)



【推定分布図】

○以下に示す火山噴出物の推定分布図を次頁～P288に示す。

- | | | |
|-------------------|---|---------------|
| ・洞爺火砕流本体 | } | 降下火砕物を除く火山噴出物 |
| ・ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物) | | |
| ・洞爺火山灰(Toya) | } | 降下火砕物 |
| ・阿蘇4火山灰(Aso-4) | | |

○なお、地質調査において、敷地及び敷地近傍に分布が認められないものの、文献調査で分布が示されている火山噴出物は以下に示すとおりであり、これらについては等層厚線図を参考としてP290～P291に示す。

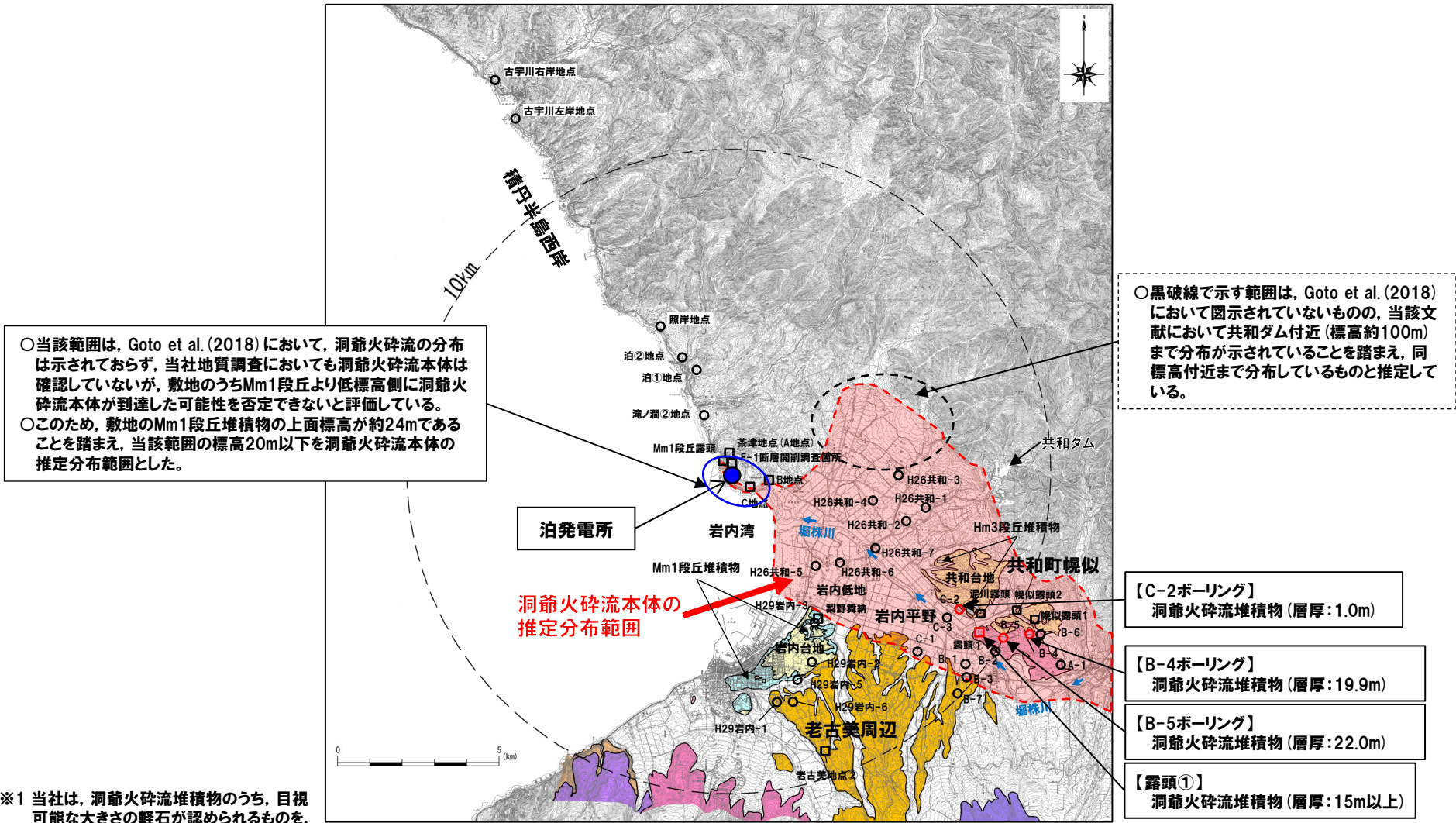
- ・2000年有珠山噴火に伴い噴出した降下火砕物
- ・クッタラ第2火山灰(Kt-2)
- ・支笏第1降下軽石(Spfa-1)
- ・白頭山苦小牧火山灰(B-Tm)
- ・始良Tn火山灰(AT)
- ・クツチャロ羽幌火山灰(Kc-Hb)

2.4 火山学的調査

火山学的調査 (調査結果-火山噴出物の推定分布図 洞爺火砕流本体-) (1/2)

再掲 (R5/7/7審査会合)

- 洞爺火砕流本体^{※1}の推定分布図を下図に示す。
- なお、当図には地質調査で確認している層厚も合わせて示している。



○当該範囲は、Goto et al. (2018) において、洞爺火砕流の分布は示されておらず、当社地質調査においても洞爺火砕流本体は確認していないが、敷地のうちMm1段丘より低標高側に洞爺火砕流本体が到達した可能性を否定できないと評価している。

○このため、敷地のMm1段丘堆積物の上面標高が約24mであることを踏まえ、当該範囲の標高20m以下を洞爺火砕流本体の推定分布範囲とした。

○黒破線で示す範囲は、Goto et al. (2018) において図示されていないものの、当該文献において共和ダム付近 (標高約100m) まで分布が示されていることを踏まえ、同標高付近まで分布しているものと推定している。

- 【C-2ボーリング】
洞爺火砕流堆積物 (層厚:1.0m)
- 【B-4ボーリング】
洞爺火砕流堆積物 (層厚:19.9m)
- 【B-5ボーリング】
洞爺火砕流堆積物 (層厚:22.0m)
- 【露頭①】
洞爺火砕流堆積物 (層厚:15m以上)

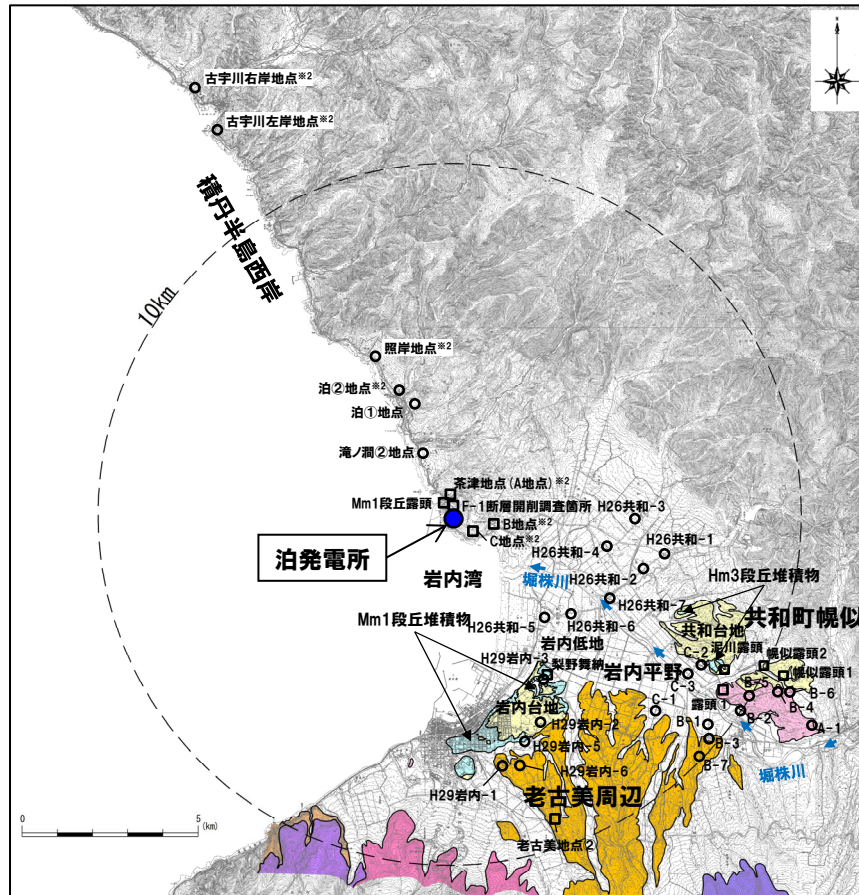
※1 当社は、洞爺火砕流堆積物のうち、目視可能な大きさの軽石が認められるものを、洞爺火砕流本体と呼称している。

敷地及び敷地近傍における洞爺火砕流本体の推定分布範囲

2.4 火山学的調査

火山学的調査 (調査結果-火山噴出物の推定分布図 洞爺火砕流本体-) (2/2)

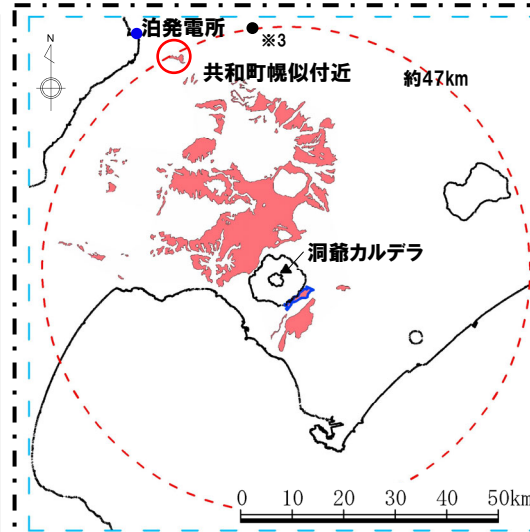
再掲 (R5/7/7審査会合)



記号	地層名	洞爺カルデラ起源の火山噴出物
T	洞爺火砕流堆積物	火砕流堆積物
N	ニセコ火山噴出物	火砕流堆積物、泥流堆積物、火山砕砂
W	ワイスホルン火山	溶岩及び火砕岩
I	岩内岳火山	溶岩及び火砕岩
R	雷電山火山	溶岩及び火砕岩
	雷電岬火山角礫岩層	
ニセコ・雷電火山群起源の火山噴出物		
	段丘堆積物	礫及び砂
W	岩内層	礫及び砂

凡例

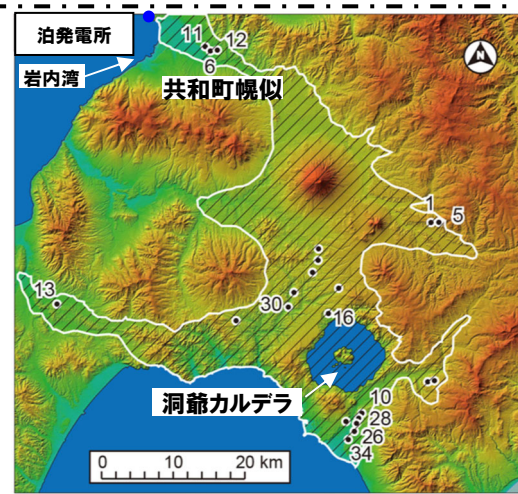
○	ボーリング調査
□	露頭調査又は開削調査



凡例

○	:火山噴出物(降下火砕物除く)の最大到達距離
■	:火砕流堆積物(中期更新世)(Tp)
■	:火砕流堆積物(中期更新世)(滝ノ上火砕流堆積物)
■	:火砕流堆積物(前期更新世後半)(杜督火砕流堆積物)

文献調査における洞爺カルデラの火山噴出物(降下火砕物除く)
(産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2020)より作成)



文献調査における洞爺火砕流の分布と層厚※4
(Goto et al. (2018) に加筆)
(図中の数字は層厚を示す, 単位:m)

敷地から半径10km以内の第四紀火山地質図

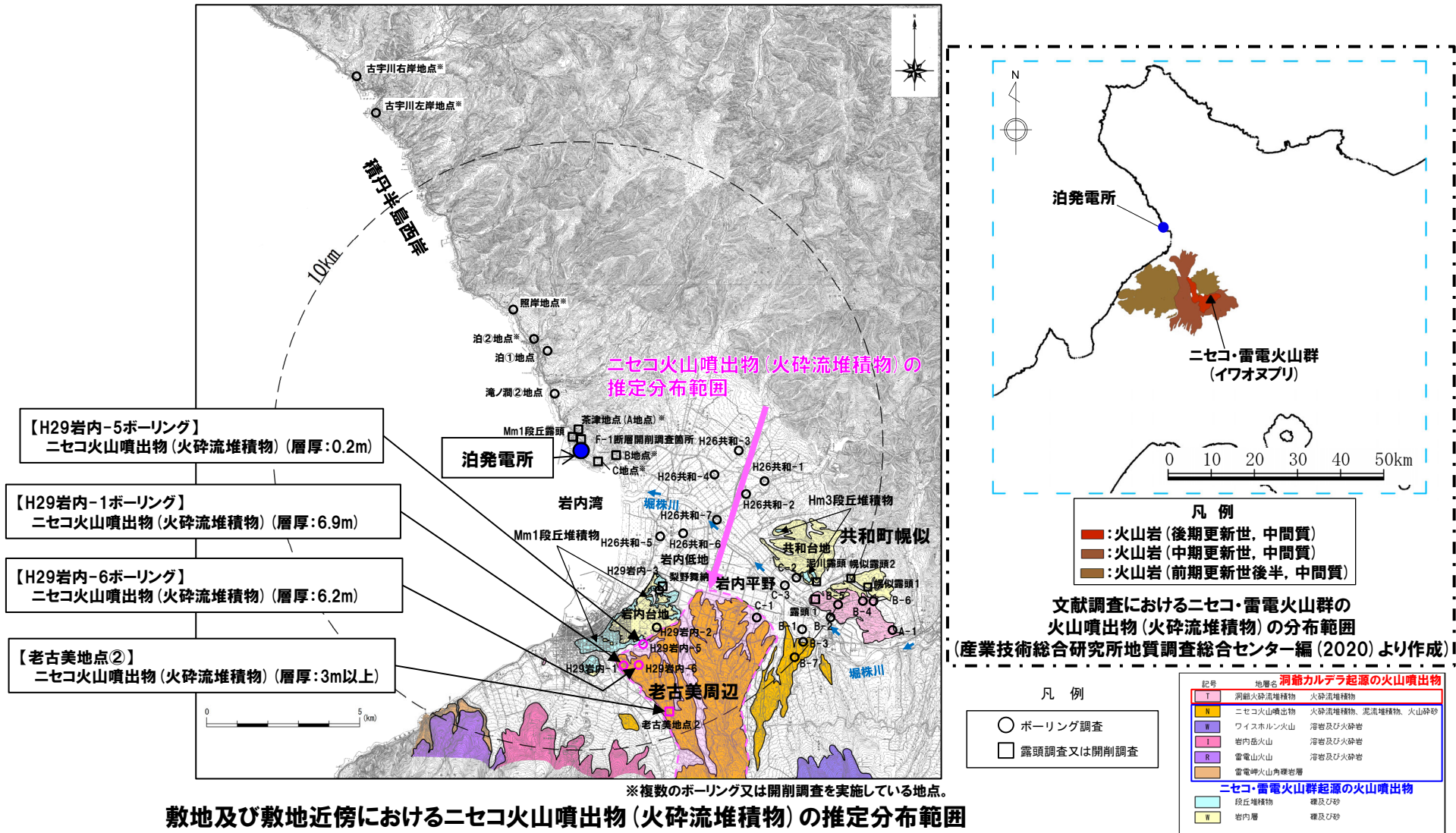
※2 複数のボーリング又は開削調査を実施している地点。
 ※3 Sanjo and Sugai (2023) によれば、洞爺カルデラから北方向に約47km離れた仁木町尾根内付近に洞爺火砕流堆積物の露頭があるとされている。洞爺カルデラから当該露頭までの距離は、洞爺カルデラから共和町幌似付近までの距離と同じである。
 ※4 Goto et al. (2018) においては、共和町幌似付近以西において洞爺火砕流堆積物は確認されていないものの、推定に基づき、幌似付近を越えて岩内湾まで分布が示されている。

2.4 火山学的調査

火山学的調査 (調査結果-火山噴出物の推定分布図 ニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) -)

再掲 (R5/7/7審査会合)

- ニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) の推定分布図を下図に示す。
- なお、当図には地質調査で確認している層厚も合わせて示している。



敷地及び敷地近傍におけるニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) の推定分布範囲

余白

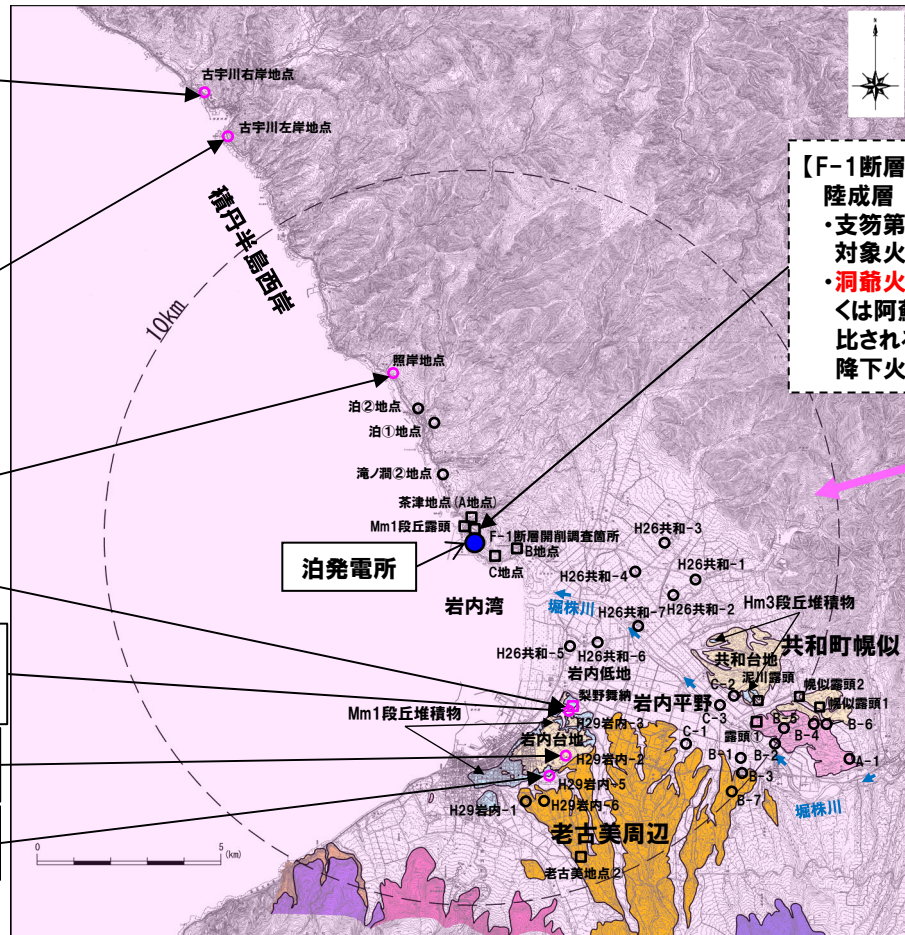
2.4 火山学的調査

火山学的調査(調査結果-火山噴出物の推定分布図 洞爺火山灰(Toya-) (1/2)

一部修正(R5/7/7審査会合)

- 地質調査において確認した洞爺火山灰(Toya)の火山ガラスを多く含む堆積物については、火砕サージ由来か降下火砕物由来かを厳密に区分することは難しいと評価している。
- このため、降下火砕物又は火砕サージそれぞれの分布範囲を推定することは困難ではあるが、Uesawa(2023)等において、敷地及び敷地近傍の一帯は、洞爺カルデラの降下火砕物(洞爺火山灰(Toya))の分布範囲として示されていることから、下図の通り降下火砕物としての推定分布図を作成した。
- なお、当図には地質調査で確認している層厚も合わせて示している。
- 当図のうち一部の範囲には火砕サージが分布するものと考えられる。

- 【神恵内M-3ボーリング】
Toyaの二次堆積物a(層厚:15cm)
Toyaの純層(層厚:5cm)
- 【神恵内M-1ボーリング】
Toyaの純層(層厚:10cm)
- 【神恵内1-1ボーリング】
Toyaの二次堆積物a(層厚:20cm)
- 【神恵内1-2ボーリング】
Toyaの純層(層厚:20cm)
- 【神恵内1-3ボーリング】
Toyaの純層(層厚:50cm)
- 【神恵内1-6ボーリング】
Toyaの純層(層厚:17cm)
- 【照岸1-3ボーリング】
Toyaの二次堆積物a(層厚:20cm)
- 【照岸1-5ボーリング】
Toyaの二次堆積物a(層厚:40cm)
- 【梨野舞納露頭】
Toyaの純層(層厚:30cm)
- 【H29岩内-3ボーリング】
Toyaの純層又はToyaの二次堆積物b(層厚:合計16cm)
- 【H29岩内-2ボーリング】
Toyaの純層(層厚:10cm)
- 【H29岩内-5ボーリング】
Toyaの純層(層厚:少なくとも70cm)



【F-1断層開削調査箇所(1,2号炉調査時)(a地点)※1
陸成層
・支笏第1降下軽石(Spfa-1), 洞爺火山灰(Toya)及び対象火山灰に対比される火山ガラスが混在する堆積物
・洞爺火山灰(Toya)の火山ガラスを多く含む堆積物若しくは阿蘇4火山灰(Aso-4)の純層又は二次堆積物に対比される可能性もあるが、噴出年代及び給源が不明な降下火砕物である可能性を否定できない

洞爺火山灰(Toya)の推定分布範囲

□ : 当該堆積物は、本頁において降下火砕物由来として示しているが、火砕サージ由来か降下火砕物由来かを厳密に区分することは難しいと評価している。

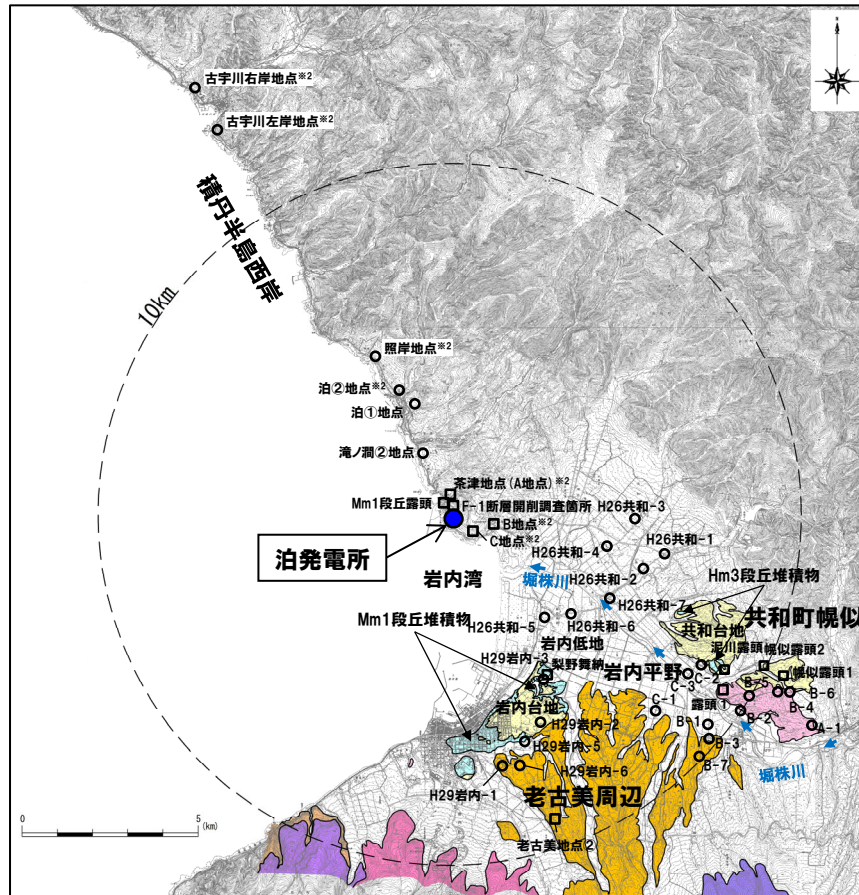
※1 当該地点は、敷地造成に伴う改変により消失していることから、当該地点の陸成層中の火山灰等と記載されている堆積物については、敷地及び敷地近傍の地質調査結果を踏まえた解釈を行っている。詳細は補足説明資料2.3.5章参照。

敷地及び敷地近傍における洞爺火山灰(Toya)の推定分布範囲

2.4 火山学的調査

火山学的調査 (調査結果-火山噴出物の推定分布図 洞爺火山灰 (Toya) -) (2/2)

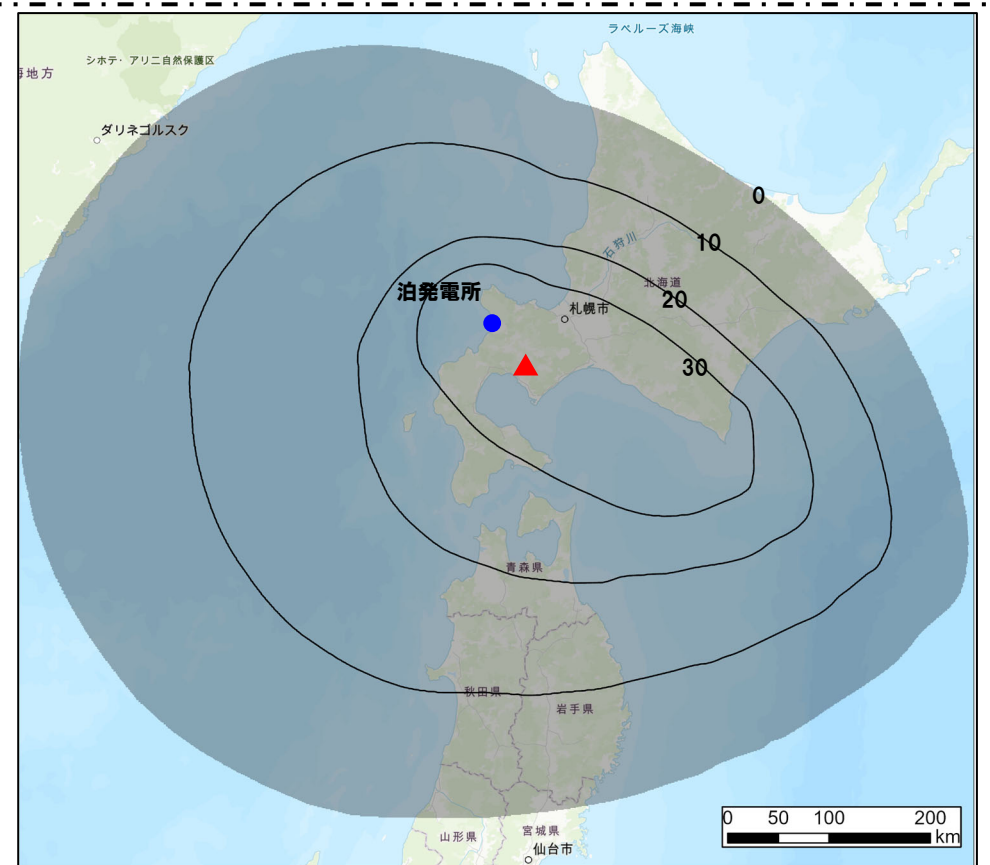
再掲 (R5/7/7審査会合)



記号	地層名	洞爺カルデラ起源の火山噴出物
T	洞爺火砕流堆積物	火砕流堆積物
N	ニセコ火山噴出物	火砕流堆積物、泥流堆積物、火山砕砂
W	ワイスホルン火山	溶岩及び火砕岩
I	岩内岳火山	溶岩及び火砕岩
R	雷電山火山	溶岩及び火砕岩
	雷電岬火山角礫岩層	
ニセコ・雷電火山群起源の火山噴出物		
	段丘堆積物	礫及び砂
W	岩内層	礫及び砂

凡例

○	ボーリング調査
□	露頭調査又は開削調査



文献調査における洞爺カルデラの降下火砕物 (洞爺火山灰 (Toya)) の分布範囲※3 (Uesawa (2023) を基に当社が作成、背景地図はESRI社提供の地形図を使用)

※2 複数のボーリング又は開削調査を実施している地点。
 ※3 図中の数字の単位はcm。灰色のハッチング部は層厚>0cmの領域を表す。等層厚線の間隔は、10cm間隔で示す。

敷地から半径10km以内の第四紀火山地質図

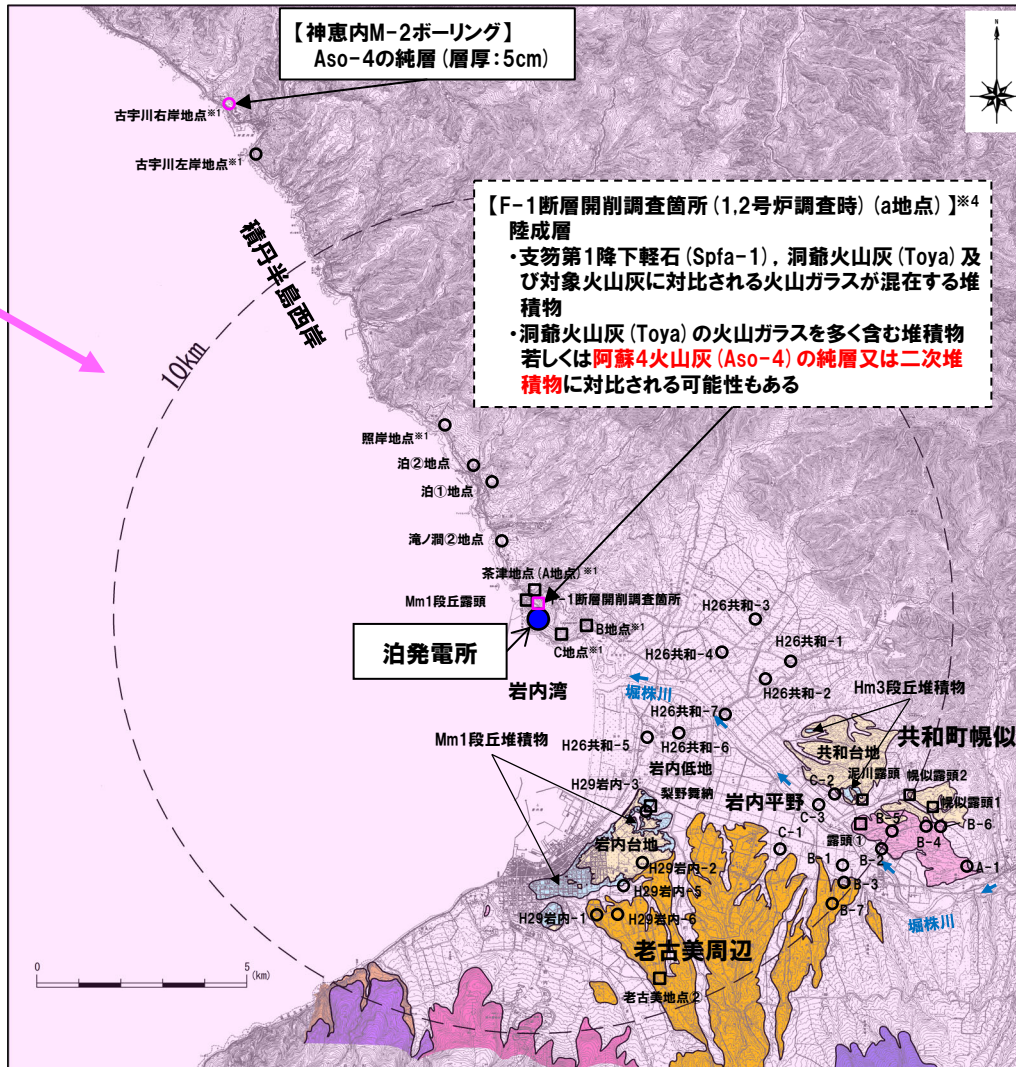
2.4 火山学的調査

火山学的調査 (調査結果-火山噴出物の推定分布図 阿蘇4火山灰 (Aso-4) -)

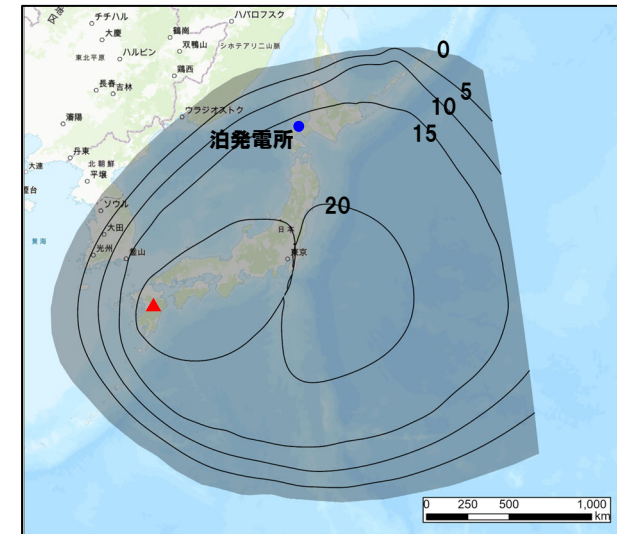
再掲 (R5/7/7審査会合)

- 阿蘇4火山灰 (Aso-4) の推定分布図を下図に示す。
- なお、当図には地質調査で確認している層厚も合わせて示している。

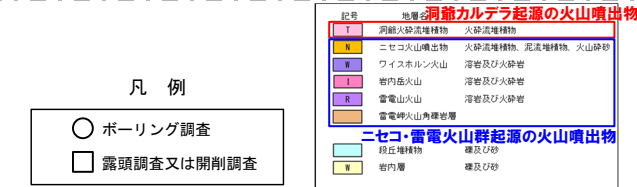
阿蘇4火山灰 (Aso-4) の推定分布範囲



敷地及び敷地近傍における阿蘇4火山灰 (Aso-4) の推定分布範囲



文献調査における阿蘇4火山灰 (Aso-4) の分布範囲※2.3 (Uesawa (2023) を基に当社が作成、背景地図はESRI社提供の地形図を使用)



- ※1 複数のボーリング又は開削調査を実施している地点。
- ※2 等層厚線の中心部が不自然な眼鏡様を呈するのは、ArcGISの内挿補完によって生じた見かけ上のものである。
- ※3 図中の数字の単位はcm。灰色のハッチング部は層厚>0cmの領域を表す。等層厚線の間隔は5cm間隔。分布範囲外縁部が直線的な箇所は、解析範囲外であることを示す。
- ※4 当該地点は、敷地造成に伴う改変により消失していることから、当該地点の陸成層中の火山灰等と記載されている堆積物については、敷地及び敷地近傍の地質調査結果を踏まえた解釈を行っている。詳細は補足説明資料2.3.5章参照。

余白

2.4 火山学的調査

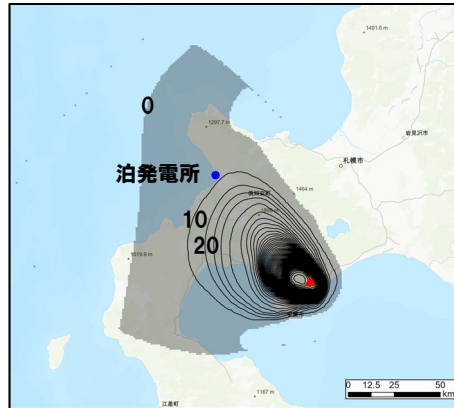
火山学的調査 ((参考) 降下火砕物の分布) (1/2)

再掲 (R5/7/7審査会合)

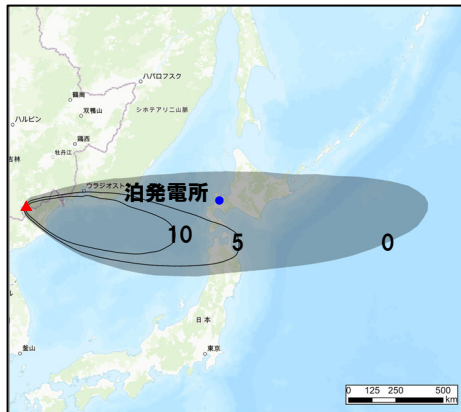
○地質調査において、敷地及び敷地近傍に分布が認められないものの、文献調査で分布が示されている火山噴出物の等層厚線図を以下及び次頁に示す。



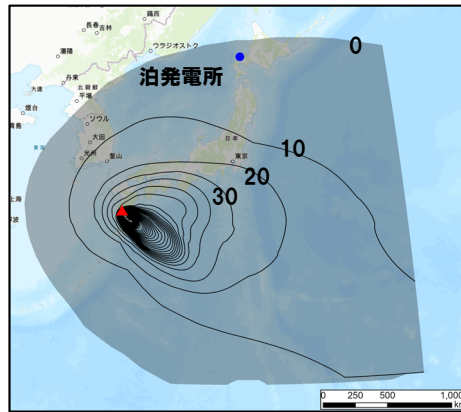
2000年有珠山噴火(4月4日)に伴い噴出した降下火砕物※1



クッタラ第2火山灰 (Kt-2)

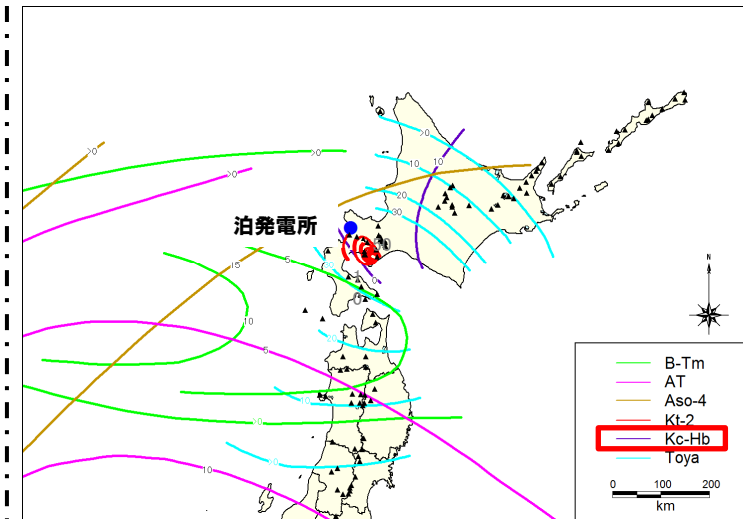


白頭山苦小牧火山灰 (B-Tm)



始良Tn火山灰 (AT)

敷地及び敷地近傍に到達した可能性のある降下火砕物の層厚分布図※2 (Uesawa (2023) を基に当社が作成、背景地図はESRI社提供の地形図を使用)



クツチャロ羽幌火山灰 (Kc-Hb)

敷地及び敷地近傍に到達した可能性のある降下火砕物の等層厚線図 (町田・新井 (2011) より当社が作成)

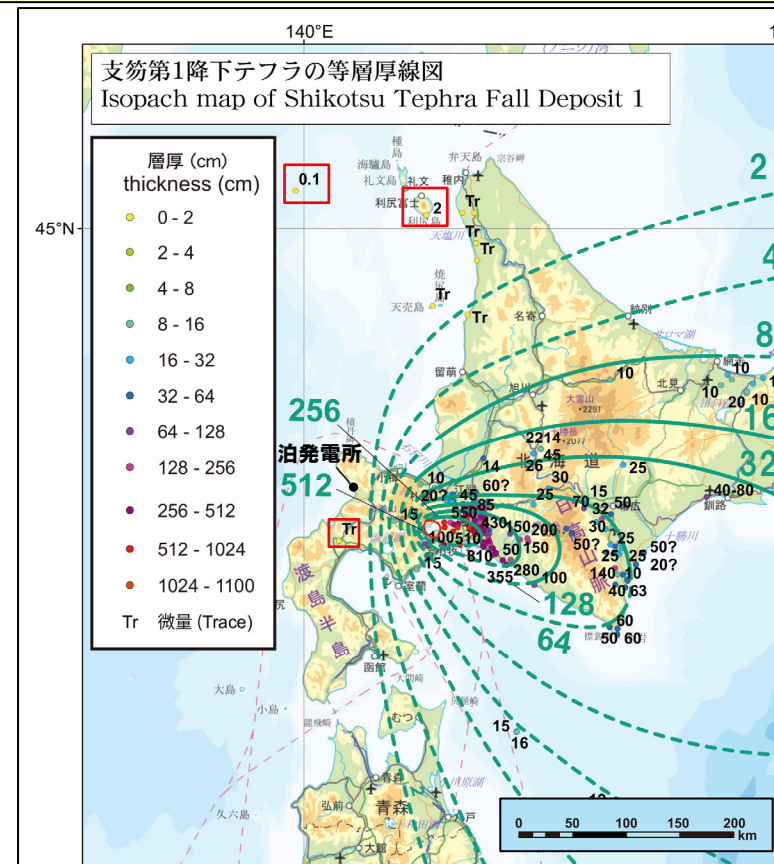
※1 敷地はごく微量の降灰(層厚<0.01mm)範囲に位置する。

※2 図中の数字の単位はcm。灰色のハッチング部は層厚>0cmの領域を表す。等層厚線の間隔は、B-Tm及びAso-4は5cm間隔、それ以外は10cm間隔で示す。分布範囲外縁部が直線的な箇所は、解析範囲外であることを示す。

火山学的調査 (参考) 降下火砕物の分布 (2/2)

一部修正 (R5/7/7 審査会合)

- 町田・新井 (2011) 及び Uesawa et al. (2022) の確認では抽出されないものの、より最新の知見に基づき、敷地及び敷地近傍に到達した可能性のある降下火砕物として、以下の文献のとおり、支笏第1降下軽石 (Spfa-1) が抽出される。
- 最新の野外地質調査と既存文献調査に基づき支笏火砕流堆積物及び支笏第1降下軽石 (Spfa-1) の分布範囲及び層厚等をまとめた宝田ほか (2022) によれば、等層厚線図範囲内 (>2cm) に敷地は含まれていないものの、敷地の北方に位置する日本海 (層厚0.1cm) や利尻島 (層厚2cm)、敷地の南方に位置する長万部付近 (Tr:微量) において確認されていることを踏まえると、敷地及び敷地近傍に支笏第1降下軽石 (Spfa-1) が到達した (降灰した) 可能性が考えられる。



支笏第1降下軽石 (Spfa-1) の層厚分布図 (宝田ほか (2022) に加筆)

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.278
3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.292
4. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.314
4.1 巨大噴火の可能性評価	P.315
4.2 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.333
参考文献	P.337

支笏火砕流 P. 294

Kt-7 P. 300

洞爺火砕流 P. 304

3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

【まとめ】

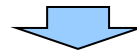
一部修正 (R5/7/7審査会合)

- 地理的領域にある32火山のうち、過去に巨大噴火が発生した火山は、支笏カルデラ、倶多楽・登別火山群及び洞爺カルデラである(本編資料4.1.1章参照)。
- 上記3火山の最大規模の噴出物は、それぞれSp-1(支笏火砕流堆積物(Spfl)及び支笏第1降下軽石(Spfa-1))、Kt-7(pfa及びpfl)及びTp(洞爺火山灰(Toya)及び洞爺火砕流)である。
- Sp-1、Kt-7及びTpのうち、設計対応不可能な火山事象である火砕流が敷地に到達した可能性について、下表のとおり評価を行った。

設計対応不可能な火山事象である火砕流が敷地に到達した可能性に関する評価結果

火山	敷地からの距離	最大規模の噴出物	文献に基づく最大到達地点		敷地方向の最大到達地点			敷地方向の分布状況		評価結果
			給源からの方向	給源からの距離	給源からの方向	給源からの距離(敷地からの距離)	特記事項	文献	地質調査	
支笏カルデラ	74.8km	Sp-1: 支笏火砕流堆積物(Spfl), 支笏第1降下軽石(Spfa-1))	伊達市館山町		羊蹄山北側地点			なし: 倶知安峠 ~敷地	なし: 敷地近傍 ~敷地	○支笏火砕流堆積物(Spfl)は、給源から敷地方向に層厚を減じながら尻別川沿いを流下したものと考えられ、羊蹄山北側地点においては、再堆積層が認められる。 ○羊蹄山北側地点を含む倶知安盆地については、盆地全体が支笏火砕流堆積物に覆われ、敷地に最も近い倶知安盆地北西端地点まで火砕流が到達していた可能性は否定できない。 ○しかし、当該地点よりもさらに敷地方向に位置する倶知安峠を越えてから、敷地までの間には支笏火砕流堆積物又はその二次堆積物の分布を示した文献等も認められないことから、敷地には到達していないと判断される。
			南西	約52km	北西	約48km(約28km)	○古倶知安湖に直接又は間接的に流入した支笏火砕流が湖底に厚く堆積した再堆積層 ○当該地点を含む倶知安盆地のうち、敷地に最も近い倶知安盆地北西端地点の給源からの距離 約54km(敷地からの距離は約22km)			
倶多楽・登別火山群	80.5km	Kt-7:pfa, pfl	厚真町		—*			なし: 給源~敷地	なし: 敷地近傍~敷地	○Kt-7(pfl)は、給源と敷地の間にはオロフレ山-ホロホロ山が認められ、敷地までの間にはKt-7(pfl)の分布を示した文献等も認められないことから、敷地には到達していないと判断される。
			南西	約63km						
洞爺カルデラ	54.8km	Tp: 洞爺火山灰(Toya), 洞爺火砕流	安平町追分春日		敷地近傍のうち共和町幌似付近 C-2ボーリング地点			あり: 敷地近傍(共和町幌似付近)	あり: 敷地近傍(共和町幌似付近)	○洞爺火砕流堆積物は、敷地方向に向かって堀株川沿いを流下し敷地のうちMm1段丘より低標高側に洞爺火砕流本体が、Mm1段丘より高標高側については火砕サージが到達した可能性を否定できないものと評価した。
			東	約85km	北~北西	約48km(約8km)	—			

*倶多楽・登別火山群と敷地との間にKt-7(pfl)の分布を示した文献が認められず、当社地質調査の結果、敷地及び敷地近傍にKt-7(pfl)は認められないことから、敷地方向の最大到達距離は示していない。

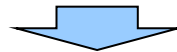


- 支笏カルデラ及び倶多楽・登別火山群は、最大規模の噴火に伴う設計対応不可能な火山事象が敷地に到達した可能性はないものと判断される。
- 洞爺カルデラは、最大規模の噴火に伴う設計対応不可能な火山事象が敷地に到達した可能性を否定できない。

①-1 支笏火砕流(まとめ)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

- 支笏カルデラの最大規模の噴出物であるSp-1のうち、支笏火砕流堆積物 (Spfl) が敷地に到達した可能性について検討を行った。
- 検討は、文献に示される支笏火砕流堆積物 (Spfl) の最大到達距離と層厚の確認 (次頁参照) 並びに文献及び当社地質調査を踏まえた、敷地周辺における支笏火砕流堆積物 (Spfl) の分布状況の確認 (P296～P299参照) に基づき実施した。

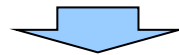


- 支笏火砕流は、給源から敷地方向に層厚を減じながら尻別川沿いを流下したものと考えられ、給源から約42km (敷地からの距離約40km) の真狩村付近まで火砕流堆積物が認められる。
- より敷地に近い羊蹄山北側地点 (給源から約48km, 敷地から約28km) 付近においては、古倶知安湖に直接又は間接的に流入した支笏火砕流が湖底に厚く堆積したrework (再堆積層) が認められる。
- 再堆積層が認められる各地点の地質状況、標高及び地形状況を踏まえると、盆地全体が古倶知安湖に直接または間接的に流入した支笏火砕流堆積物に覆われ、敷地に最も近い倶知安盆地北西端地点まで火砕流が到達していた可能性は否定できず、この場合、敷地方向における支笏火砕流の最大到達距離は約54km (敷地からの距離約22km) となる。
- 倶知安盆地北西端地点よりもさらに敷地方向に位置する倶知安峠 (現河床との比高約80m) を越えてから、敷地までの間には支笏火砕流堆積物 (Spfl) 又はその二次堆積物の分布を示した文献等も認められないことから、敷地には到達していないと判断される。

①-2 支笏火砕流 (文献に示される支笏火砕流の最大到達距離と層厚の確認)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

- 支笏火砕流堆積物 (Spfl) の分布範囲を確認するため、支笏カルデラの火山噴出物の分布を示す代表文献である宝田ほか (2022)、敷地方向の最大到達地点付近の支笏火砕流堆積物 (Spfl) の分布・性状を明らかにしている嵯峨山ほか (2021) 及び井上ほか (2022) を確認した (P24~P28参照)。
- 支笏火砕流堆積物 (Spfl) は、支笏カルデラ周辺に広範囲に認められ、敷地方向においては、宝田ほか (2022) に示される給源から約 42km (敷地からの距離約 40km) の羊蹄山南東側の真狩村付近まで認められ、層厚は 0.15~0.05m である。
- 真狩村付近からさらに敷地方向に向かって、給源から約 48km の地点である羊蹄山北側地点※ (敷地からの距離約 28km) においては、宝田ほか (2022) によって rework (再堆積層) が認められ、層厚は 5m である。
- また、羊蹄山北側地点の約 1.5km~3km 南西の地点※ においては、嵯峨山ほか (2021) 及び井上ほか (2022) によって、層厚は不明であるものの、支笏火砕流堆積物 (Spfl) の再堆積物が記載されている。
- 支笏カルデラから全方向を考慮した場合、文献に示される火砕流堆積物確認地点に基づく支笏火砕流堆積物 (Spfl) の最大到達距離は、宝田ほか (2022) に示される支笏カルデラから南西方向に位置する伊達市館山町までの約 52km であり、層厚は 1m である。



- 支笏火砕流堆積物 (Spfl) は支笏カルデラ周辺に広範囲に認められ、rework (再堆積層) も含めた、火砕流堆積物確認地点に基づく敷地方向の最大到達地点は、宝田ほか (2022) に示される羊蹄山北側地点※ (約 48km) である。
- 支笏カルデラから全方向を考慮した場合、火砕流堆積物確認地点に基づく支笏火砕流堆積物 (Spfl) の最大到達距離は、宝田ほか (2022) に示される支笏カルデラから南西方向に位置する伊達市館山町までの約 52km であり、層厚は 1m である。

※これらの地点の支笏火砕流堆積物は、rework 或いは再堆積層とされているが、Nakagawa et al. (2016) による記載も踏まえると、古倶知安湖に直接又は間接的に流入した支笏火砕流が、湖底に厚く堆積した堆積物と考えられることから、敷地方向の最大到達地点と評価した (P26~P27参照)。

①-3 支笏火砕流 (文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地周辺における支笏火砕流堆積物の分布状況確認) (1/4)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

○文献に示される、火砕流堆積物確認地点に基づく敷地方向の支笏火砕流堆積物 (Spfl) の最大到達地点 (羊蹄山北側地点) より、さらに敷地方向に向かって、支笏火砕流が到達した可能性について、以下の検討を行った。

- ・支笏カルデラから敷地方向に向かい、尻別川沿い及び堀株川沿いの地形断面図を作成し、文献に示される火砕流堆積物確認地点を投影することで、流路に沿った地形状況と火砕流堆積物の層厚変化を把握した (次頁参照)。
- ・文献に示される火砕流堆積物確認地点周辺の地質図幅、分布標高及び地形状況を基に、支笏火砕流の到達が否定できない範囲を推定した (P298参照)。
- ・文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地周辺における支笏火砕流堆積物の分布状況を確認した。



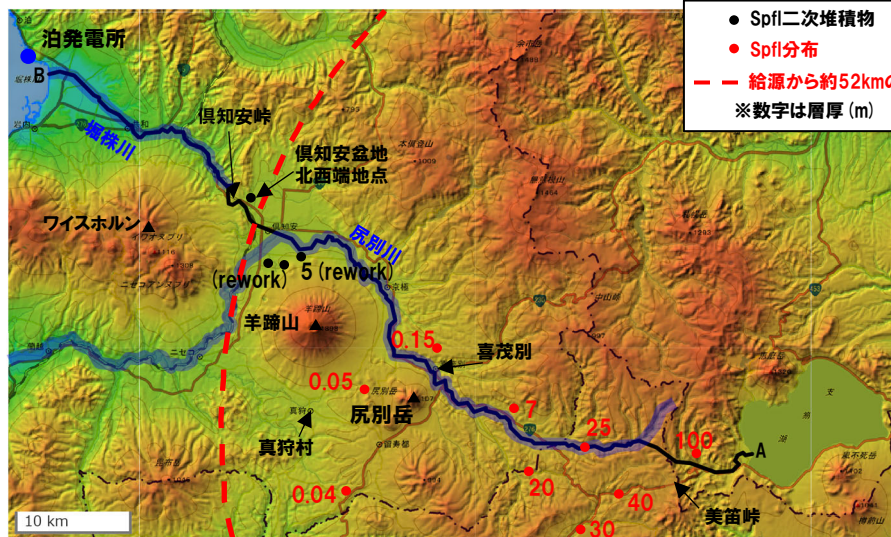
- 支笏火砕流堆積物 (Spfl) は、給源から真狩村付近に向かって層厚を減じながら尻別川沿いを流下したものと考えられ、その層厚は真狩村付近で0.15～0.05m程度まで減少している*。
- 真狩村付近より敷地方向の羊蹄山北側地点 (敷地からの距離約28km) 付近においては、宝田ほか (2022)、嵯峨山ほか (2021) 及び井上ほか (2022) により、支笏火砕流堆積物の再堆積層 (層厚最大5m) が示されているが、Nakagawa et al. (2016) による記載も踏まえると、これらの堆積物については、古倶知安湖に直接又は間接的に流入した支笏火砕流が、湖底に厚く堆積したものと考えられる。
- 上記の再堆積層が確認される各地点は、地質図幅において古倶知安湖に堆積したと考えられる倶知安盆地堆積物 (Kc) とされる地質分布域に属しており、各地点の標高及び倶知安盆地の地形状況も踏まえると、盆地全体が古倶知安湖に直接または間接的に流入した支笏火砕流堆積物に覆われ、敷地に最も近い倶知安盆地北西端地点まで火砕流が到達していた可能性は否定できない (P298参照)。
- この場合、敷地方向における支笏火砕流の最大到達距離は約54km (敷地からの距離約22km) となる (P298参照)。
- しかし、倶知安盆地北西端地点よりもさらに敷地方向に位置する倶知安峠 (現河床との比高約80m) を越えてから、敷地までの間には支笏火砕流堆積物 (Spfl) 又はその二次堆積物の分布を示した文献は認められない。
- また、当社地質調査の結果、敷地及び敷地近傍に支笏火砕流堆積物 (Spfl) は認められない (P299参照)。

*このことは、支笏火砕流堆積物の火口からの距離と層厚の関係には、距離の増加に応じ層厚がさらに小さくなる傾向が認められるとする山元 (2016) 及び宝田ほか (2022) のレビュー結果 (R5.7.7審査会合補足説明資料2の3章) と調和的である。

3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

①-3 支笏火砕流 (文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地周辺における支笏火砕流堆積物の分布状況確認) (2/4)

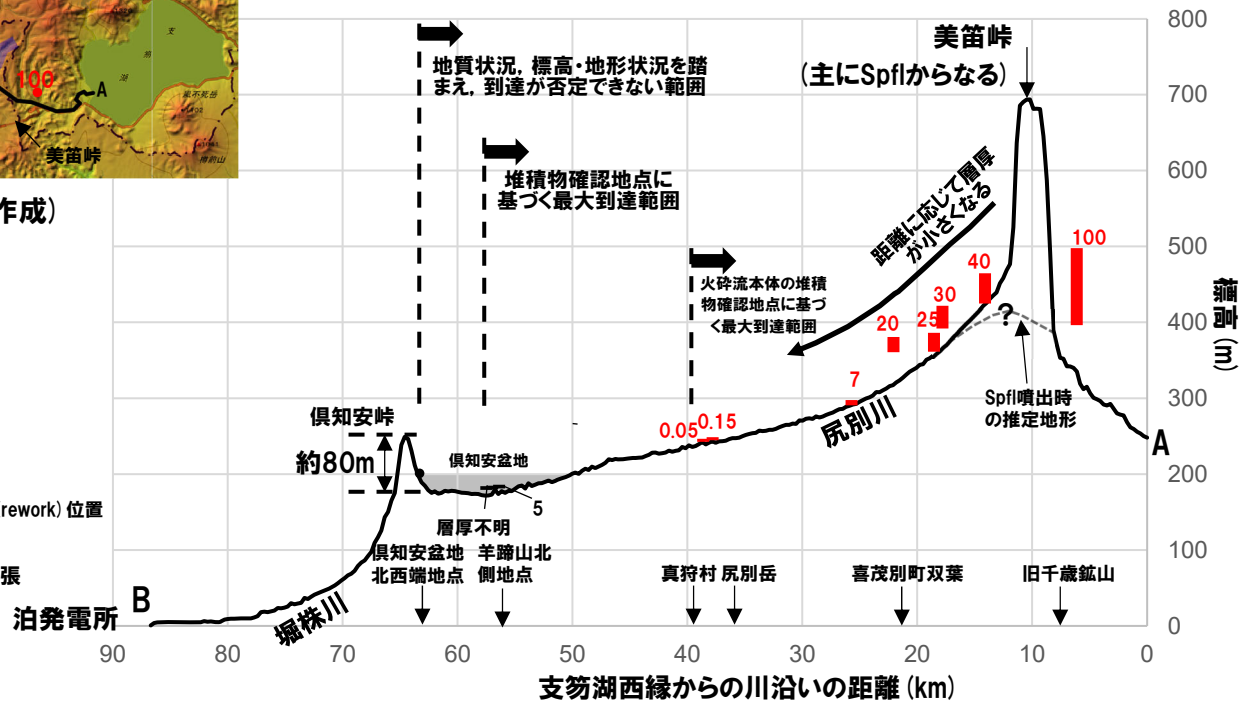
一部修正 (R5/7/7審査会合)



- Spfl二次堆積物
- Spfl分布
- 給源から約52kmの範囲 (伊達市館山町相当)
- ※数字は層厚 (m)

A-B測線の地形断面位置図 (地理院地図を基に作成)

- Spfl二次堆積物 (rework) 位置
- Spfl分布位置
- 約100倍に高さ誇張



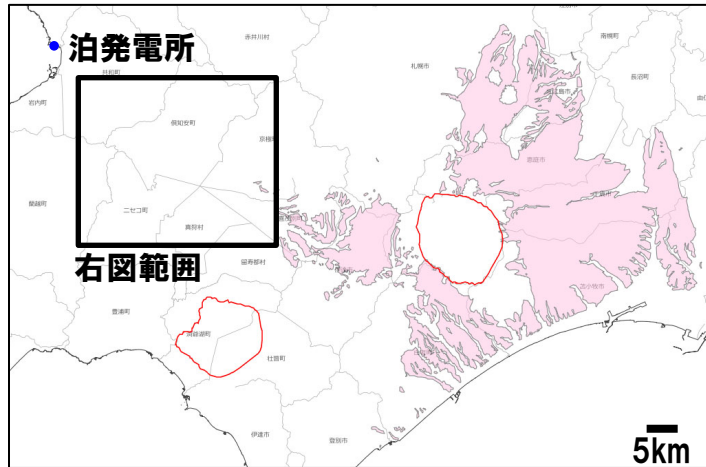
A-B測線の地形断面図※と火砕流堆積物の分布 (地理院地図を基に作成)

※地形断面図の作成に当たっては、宝田ほか (2022), 山元 (2016), 嵯峨山ほか (2021) 及び井上ほか (2022) で示される支笏火砕流堆積物 (Spfl) の位置を投影し、その層厚をプロットした。ここでは、支笏火砕流堆積物の標高が火砕流堆積物の底面であると仮定し、尻別川沿いに投影している。

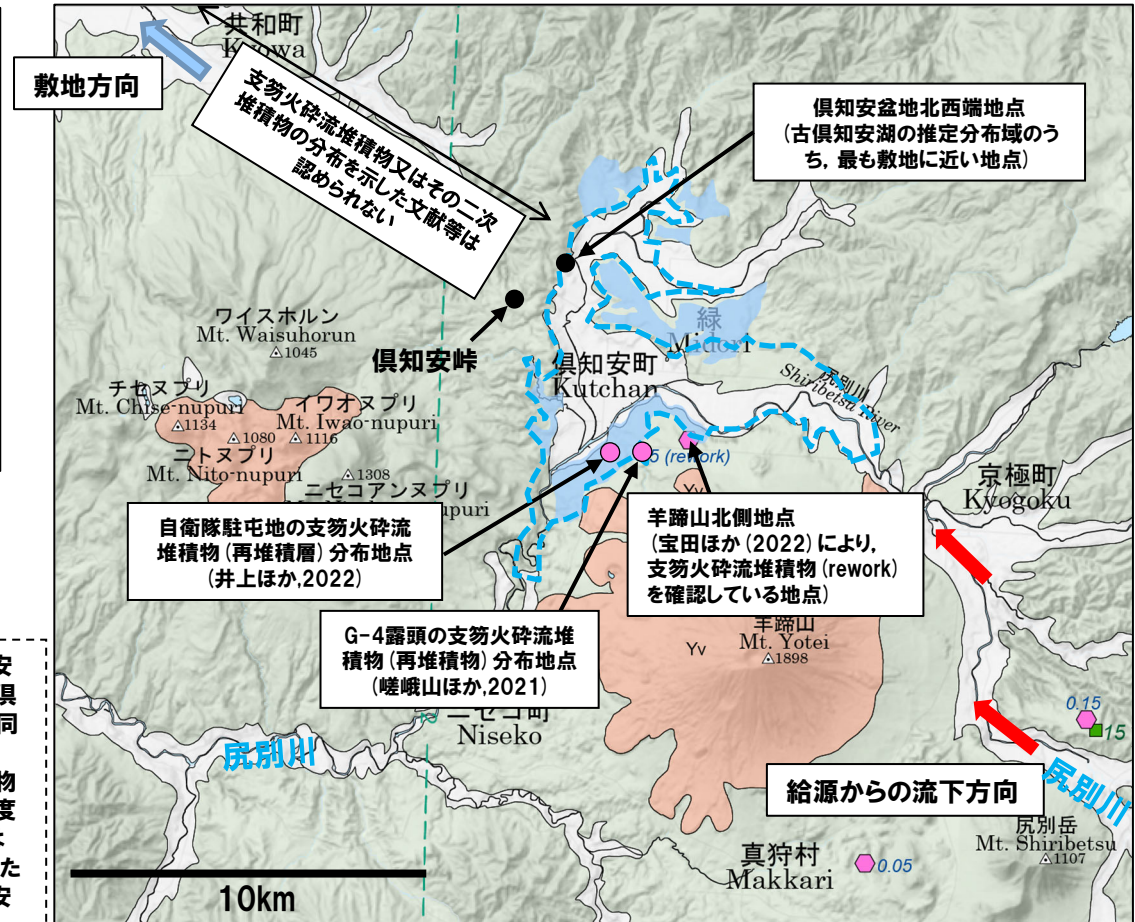
3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

①-3 支笏火砕流 (文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地周辺における支笏火砕流堆積物の分布状況確認) (3/4)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

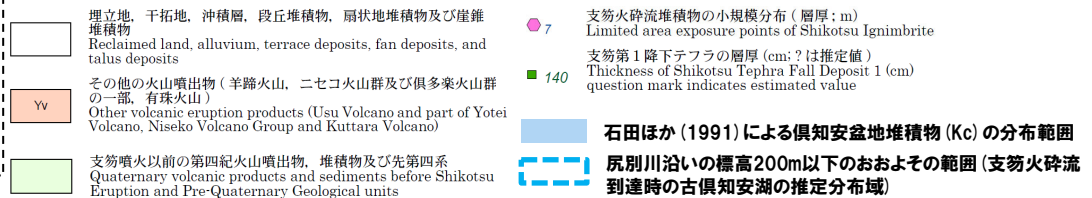


支笏火砕流堆積物の分布
(産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2020) に加筆)



羊蹄山周辺の支笏火砕流堆積物の分布 (宝田ほか (2022) に加筆)

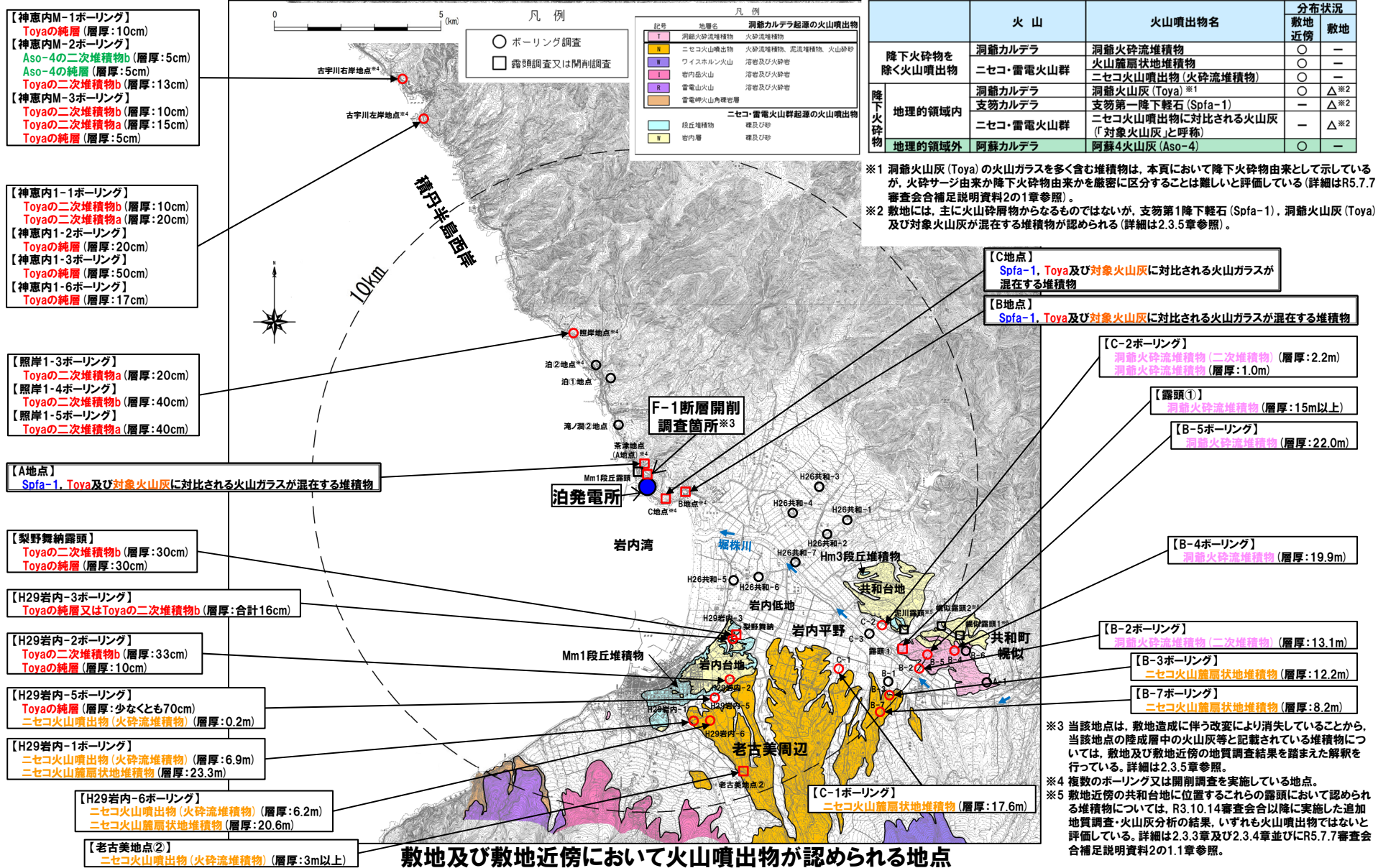
- ・20万分の1地質図幅「岩内 (第2版)」(石田ほか, 1991) によれば、倶知安盆地堆積物 (Kc) と呼ばれる凝灰質砂、軽石、礫及びシルト層が、現在の倶知安市街地を取り囲むように、標高180~210m程度に分布するとされ、同範囲に広がっていた古倶知安湖に堆積したものと考えられる。
- ・支笏火砕流堆積物の再堆積層が認められる各地点は、倶知安盆地堆積物の分布範囲上に位置しており、各地点の標高が以下の通り概ね200m程度であることを踏まえると、少なくとも倶知安盆地の標高約200m程度までは古倶知安湖に水没していたと考えられ、盆地全体が古倶知安湖に直接または間接的に流入した支笏火砕流堆積物に覆われ、敷地に最も近い倶知安盆地北西端地点まで火砕流が到達していた可能性は否定できない。
 - ・羊蹄山北側地点 (宝田ほか, 2022) : 露頭の具体的な標高は当該文献中に記されていないものの、地形図から読み取った露頭基部の標高は約198mと推定される。
 - ・G-4露頭地点 (嵯峨山ほか, 2021) : 当該文献によると、作業場面 (露頭基部) の標高は199mとされている。
 - ・自衛隊駐屯地地点 (井上ほか, 2022) : 当該文献によると、支笏火砕流堆積物の再堆積層が認められる法面の標高は、181.88~188.88mとされている。
- ・この場合、敷地方向における支笏火砕流の最大到達距離は約54km (敷地からの距離約22km) となる。



3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

①-3 支笏火砕流 (文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地周辺における支笏火砕流堆積物の分布状況確認) (4/4)

一部修正 (R5/7/7審査会合)



※1 洞爺火山灰 (Toya) の火山ガラスを多く含む堆積物は、本頁において降下火砕物由来として示しているが、火砕サージ由来か降下火砕物由来かを厳密に区分することは難しいと評価している (詳細はR5.7.7審査会合補足説明資料2の1章参照)。

※2 敷地には、主に火山砕屑物からなるものではないが、支笏第1降下軽石 (Spfa-1)、洞爺火山灰 (Toya) 及び対象火山灰が混在する堆積物が認められる (詳細は2.3.5章参照)。

※3 当該地点は、敷地造成に伴う改変により消失していることから、当該地点の陸成層中の火山灰等と記載されている堆積物については、敷地及び敷地近傍の地質調査結果を踏まえた解釈を行っている。詳細は2.3.5章参照。

※4 複数のボーリング又は開削調査を実施している地点。

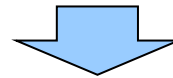
※5 敷地近傍の共和台地に位置するこれらの露頭において認められる堆積物については、R3.10.14審査会合以降に実施した追加地質調査・火山灰分析の結果、いずれも火山噴出物ではないと評価している。詳細は2.3.3章及び2.3.4章並びにR5.7.7審査会合補足説明資料2の1.1章参照。

3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

②-1 Kt-7 pfl (まとめ)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

- 倶多楽・登別火山群の最大規模の噴出物であるKt-7のうち、火砕流が敷地に到達した可能性について検討を行った。
- 検討は、文献に示されるKt-7 (pfl) の最大到達距離と層厚の確認 (次頁参照) 並びに文献及び当社地質調査を踏まえた、敷地周辺におけるKt-7 (pfl) の分布状況の確認 (P302～P303参照) に基づき実施した。

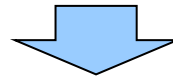


○Kt-7 (pfl) は、給源から敷地までの距離 (80.5km) と比較し最大到達距離 (厚真町付近: 約63km) が小さく、給源と敷地の間にはオロフレ山-ホロホロ山が認められ、敷地までの間にはKt-7 (pfl) の分布を示した文献等も認められないことから、敷地には到達していないと判断される。

②-2 Kt-7 pfl (文献に示されるpflの最大到達距離と層厚の確認)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

- 倶多楽・登別火山群起源の火砕流堆積物の分布範囲を確認するため、倶多楽・登別火山群起源の火山噴出物の分布を示している産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2020)及びAmma-Miyasaka et al. (2020)を確認した(P40参照)。
- これらの文献に基づくと、倶多楽・登別火山群起源の火砕流堆積物の分布範囲として示される範囲は、山体近傍に限定されるものの、Amma-Miyasaka et al. (2020)によれば、倶多楽・登別火山群から北東方向に位置する厚真町付近においてKt-7 (pumice flow deposit) が認められる。
- 上記地点は、火砕流(Kt-7)の最大到達地点に当たり、その距離は約63km、層厚は0.2mである。



- 倶多楽・登別火山群起源の火砕流堆積物のうちKt-7 (pfl) は、倶多楽・登別火山群から北東方向に位置する厚真町付近に認められる。
- Kt-7 (pfl) の最大到達距離は、Amma-Miyasaka et al. (2020) に示される倶多楽・登別火山群から北東方向に位置する厚真町付近までの約63kmであり、層厚は0.2mである。

3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

②-3 Kt-7 pfl (文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地周辺におけるKt-7pflの分布状況確認) (1/2)

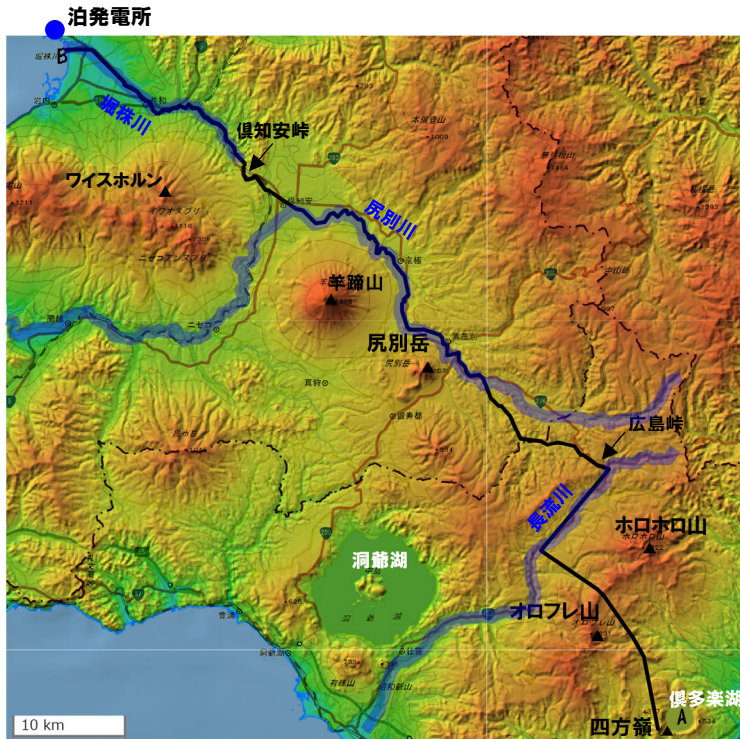
一部修正 (R5/7/7審査会合)

○俱多楽・登別火山群から敷地方向に向かい、長流川沿い、尻別川沿い及び堀株川沿いの地形断面図を作成した。

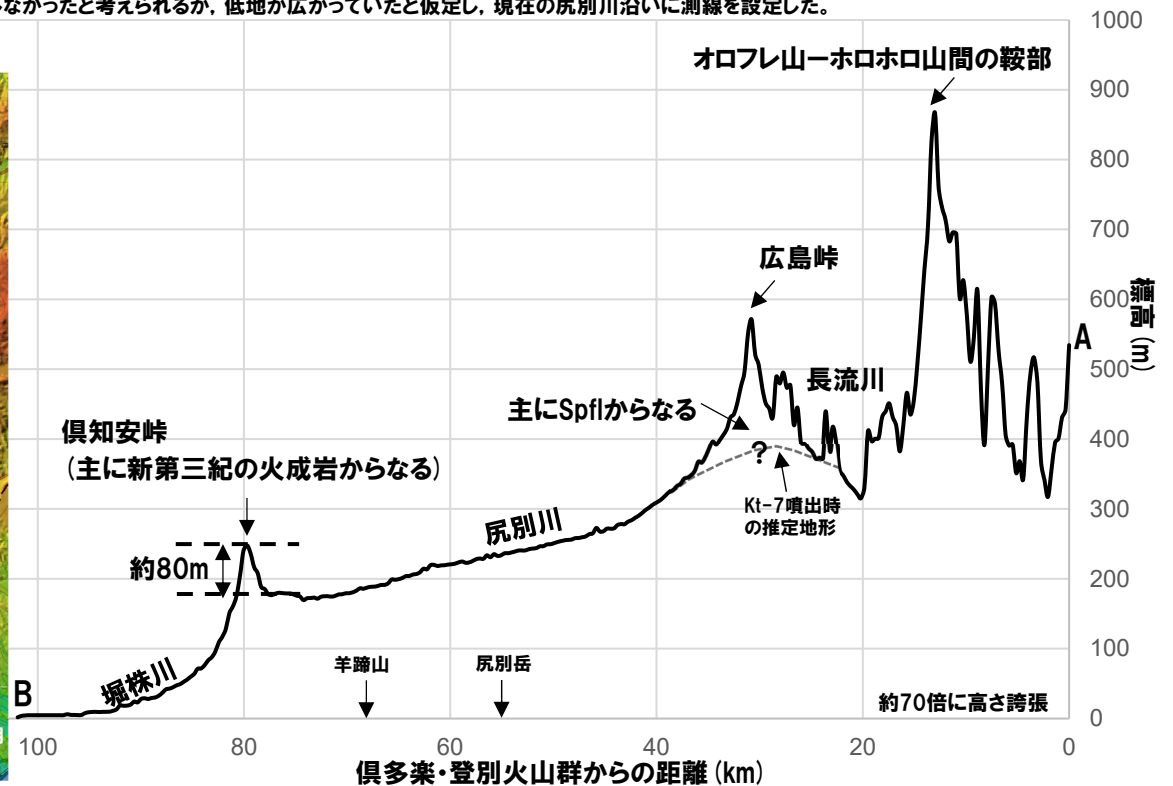
- 俱多楽・登別火山群と敷地の間には、オロフレ山及びホロホロ山が認められ、さらに敷地方向に向かって、敷地までの間にKt-7 (pfl) の分布を示した文献も認められない。
- 当社地質調査の結果、敷地及び敷地近傍にKt-7 (pfl) は認められない (次頁参照)。

※地形断面図作成に当たっては以下の点に留意した。

- ・Kt-7の詳しい噴出源は不明であるため、中野ほか編(2013)において俱多楽・登別火山群の代表点として示されている四方嶺を始点とした。
- ・オロフレ山～ホロホロ山間の鞍部については、最も標高の低い地点(現標高は876m)を通るよう測線を設定した。
- ・現在の長流川と尻別川水系の分水界をなす広島峠は、主に支笏火砕流堆積物(Spfl)で構成されるため、Kt-7噴出時とは地形が異なる可能性があるが、峠を構成する支笏火砕流堆積物(Spfl)の層厚が不明であるため、現在の地形で測線を設定した。
- ・Kt-7の噴出年代(90-85ka)を踏まえると、噴出時には現在の羊蹄山は存在しなかったと考えられるが、低地が広がっていたと仮定し、現在の尻別川沿いに測線を設定した。



A-B測線の地形断面位置図 (地理院地図を基に作成)

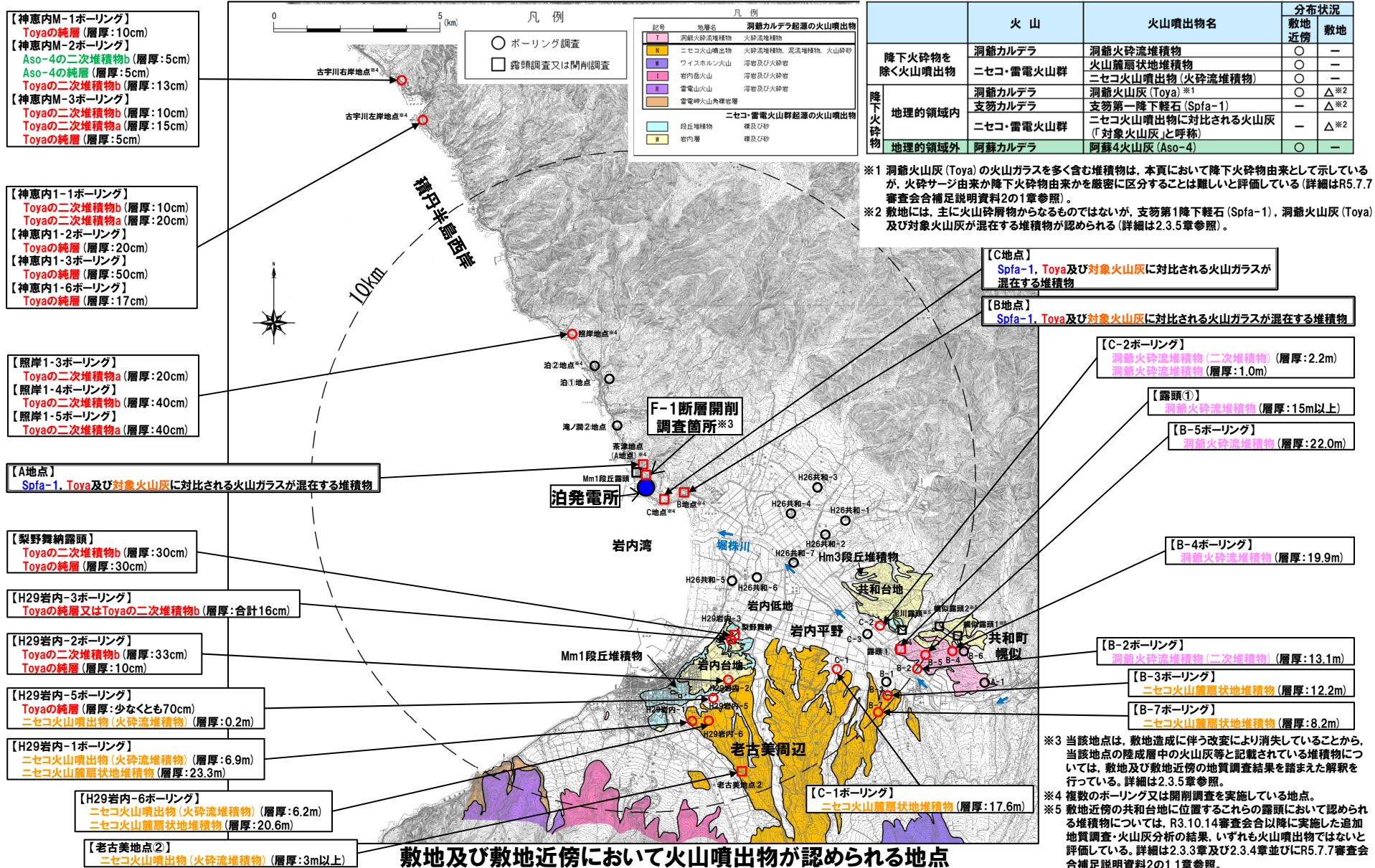


A-B測線の地形断面図* (地理院地図を基に作成)

3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

②-3 Kt-7 pfl (文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地周辺におけるKt-7pflの分布状況確認) (2/2)

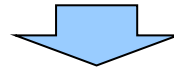
一部修正 (R5/7/7審査会合)



③-1 洞爺火砕流(まとめ)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

- 洞爺カルデラの最大規模の噴出物であるTpのうち、洞爺火砕流が敷地に到達した可能性について検討を行った。
- 検討は、文献に示される洞爺火砕流の最大到達距離と層厚の確認(次頁確認)並びに文献及び当社地質調査を踏まえた、敷地及び敷地近傍における洞爺火砕流堆積物の分布状況の確認(P306~P312参照)に基づき実施した。



- 敷地のうちMm1段丘より低標高側に洞爺火砕流本体が到達した可能性を否定できない。
- また、敷地のうち、Mm1段丘より高標高側については、火砕サージが到達した可能性を否定できない。

③-2 洞爺火砕流 (文献に示される洞爺火砕流の最大到達距離と層厚の確認)

再掲 (R5/7/7審査会合)

- 洞爺火砕流堆積物の分布範囲を確認するため、以下の文献を確認した。
- 【産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2020) 確認結果】(P48参照)
- 同文献に基づくと、洞爺火砕流堆積物は、洞爺カルデラ周辺に広範囲に認められ、敷地方向 (北～北西方向) では共和町幌似付近まで認められる。
 - 洞爺火砕流堆積物の最大到達距離は、洞爺カルデラから敷地方向 (北～北西方向) に位置する共和町幌似付近までの約47kmである。
- 【Goto et al. (2018) 及び産業技術総合研究所 (2022) 確認結果】(P53～P61参照)
- これらの文献に基づくと、敷地方向 (北～北西方向) では共和町幌似付近まで洞爺火砕流堆積物 (層厚は最大で22m; 産業技術総合研究所, 2022) が確認され、この状況は産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2020) と調和的である。
 - これらの文献に基づくと、堆積物は確認されていないものの、推定に基づき、共和町幌似付近を越えて岩内湾まで洞爺火砕流堆積物が分布が示されている。
 - Goto et al. (2018) によれば、共和町幌似付近で確認される洞爺火砕流堆積物は、最も広範囲に広がっていることが示唆されるUnit2に区分されるものである。
 - 一方で、産業技術総合研究所 (2022) によれば、共和町幌似付近で確認される洞爺火砕流堆積物は、最も広範囲に広がっていることが示唆されるUnit5に区分されるものである。
- 【Amma-Miyasaka et al. (2020) 確認結果】(P62～P63参照)
- 同文献に示される洞爺火砕流堆積物の最大到達距離は、洞爺カルデラから東方向に位置する苫小牧市錦岡 (P3地点) までの約47kmであり、層厚は1.75mである。
 - 同文献において、洞爺カルデラから東～北東方向に位置する調査地点 (DN2, DC及びDS5地点) で確認される洞爺カルデラ形成噴火噴出物は、数mm以下の軽石を含む基質支持の堆積物であることから、火砕サージ堆積物であるとしている。
 - 当該火砕サージ堆積物の最大到達距離は、洞爺カルデラから北東方向に位置する安平町追分春日 (DN2地点) までの約85kmであり、層厚は0.25m以下である。
- 【産業技術総合研究所 (2021) 確認結果】(P64参照)
- 同文献に基づくと、洞爺カルデラ形成噴火噴出物である火砕サージ堆積物の最大到達距離は、洞爺カルデラから北東方向に位置する千歳市までの約80kmであり、層厚は約0.4mである。



- 洞爺火砕流は、洞爺カルデラ周辺の広範囲に認められ、敷地方向の最遠方分布地点としては、敷地近傍に位置する共和町幌似付近 (洞爺カルデラから約47km) まで認められる (最大層厚22m)。
- 洞爺火砕流の最大到達距離は、Amma-Miyasaka et al. (2020) に示される洞爺カルデラから東方向に位置する安平町追分春日までの約85km (火砕サージ堆積物を確認) であり、給源から敷地までの距離 (54.8km) と比較して大きく、層厚は0.25m以下である。

③-3洞爺火砕流（文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地及び敷地近傍における洞爺火砕流堆積物の分布状況確認）（1/6）

一部修正（R5/7/7審査会合）

○敷地及び敷地近傍の当社地質調査における洞爺火砕流堆積物の分布は以下のとおり（R5.7.7審査会合補足説明資料2の1章参照）。

〔敷地近傍〕

- 共和町幌似付近に、軽石混じり火山灰の層相を呈する洞爺火砕流堆積物（最大層厚約22m）が認められる。
- 共和町幌似付近よりも敷地に近接する岩内平野西部及び敷地を越えた積丹半島西岸に認められるMIS5eの海成段丘（Mm1段丘）堆積物上位に、洞爺火山灰（Toya）の火山ガラスを多く含む堆積物が認められ、当該堆積物を火砕サージ由来か降下火砕物由来か厳密に区分することは難しい（以降、火砕サージと軽石が混じる洞爺火砕流を区別して取り扱う場合は、後者を「火砕流本体」と呼称する）。

〔敷地〕

- 主に火山砕屑物からなる堆積物若しくは軽石を含む堆積物は認められない。
- Mm1段丘堆積物（上面標高約24m）上位の陸上堆積物には、その上面、基底面又は当該堆積物中に、洞爺火砕流の到達を示唆する侵食面は認められない。
- 共和町幌似付近以西において洞爺火砕流堆積物を確認している文献はないが、推定に基づき、岩内湾までの分布を示す文献が認められる（前頁参照）。
- 当社地質調査及び文献調査による検討の結果、洞爺火砕流堆積物の火口からの距離と層厚の関係には、洞爺カルデラから概ね敷地方向（北～北西方向）に位置する地点に限定した場合、明瞭な傾向は認められないが、大局的には、距離の増加に応じ層厚が小さくなる傾向が認められる（詳細はR5.7.7審査会合補足説明資料2の3章参照）。
- このため、共和町幌似付近において火砕流本体の最大層厚が約22mあることを踏まえると、火砕流本体は層厚を減じながら幌似付近を越えた範囲に到達していた可能性も考えられる。
- また、岩内平野西部において、堀株川付近に、洞爺火砕流堆積物堆積以降に堆積した沖積層が認められる。
- これらの状況に加え、断面図を用いた検討の結果（次頁～P312参照）を踏まえると、火砕流本体は、岩内平野西部において確認されないものの、共和町幌似付近を越えて堀株川沿いの低地を流下し、現在の岩内湾に到達した後、削剥された可能性を否定できない。



- 敷地近傍の共和町幌似付近では、軽石が混じる火砕流本体が認められる。
- 火砕流本体は、より敷地に近接する岩内平野西部には認められないが、沖積層が分布すること等から、堀株川沿いの低地を流下し、現在の岩内湾に到達した後、削剥された可能性を否定できない。
- 堀株川沿いの延長方向に敷地は位置し、敷地には火砕流本体又は火砕サージの到達を示唆する堆積物等は認められないが、敷地のうちMm1段丘（MIS5e）より低標高側（海側）については、1,2号炉建設前は、標高0m付近に波食棚が分布する状況であったことから（P312参照）、MIS5e（Mm1段丘）より新しい時代の堆積物は保存されておらず、堀株川沿いの低地に流下した火砕流本体が敷地に到達した可能性について検討できない状況である。
- また、敷地を挟む岩内平野西部及び積丹半島西岸においては、Mm1段丘堆積物上位に洞爺火山灰（Toya）の火山ガラスを多く含む堆積物が認められ、当該堆積物を火砕サージ由来か降下火砕物由来か厳密に区分することは難しい。

③-3洞爺火砕流（文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地及び敷地近傍における洞爺火砕流堆積物の分布状況確認）（2/6）

一部修正（R5/1/20審査会合）

- 共和町幌似付近から堀株川沿いに下流に向かう1-1'断面図及び岩内平野西部において堀株川に直交する2-2'断面図を作成し、堀株川付近の堆積物の確認を行った。
- 断面図作成に当たっては、以下の地点における露頭調査及びボーリング調査結果を用いた（露頭調査及びボーリング調査結果の詳細は、2.3.2章並びにR5.7.7審査会合補足説明資料2の1.1章及び1.3章参照）。
 - ・1-1'断面：B-5地点、C-2地点、C-3地点、H26共和-7地点
 - ・2-2'断面：梨野舞納地点、H26共和-5地点、H26共和-6地点、H26共和-4地点、H26共和-3地点
- なお、堀株川沿いの1-1'断面図については、周囲の地形状況も把握するため、以下に示す同じく堀株川に平行な地形断面についても併せて示した。
 - ・1a-1a'断面：軽石が混じる火砕流本体が認められるB-5地点及びC-2地点付近を通る断面
 - ・1b-1b'断面：1a-1a'断面よりも山側において共和台地を通る断面
 - ・1c-1c'断面：岩内台地を通る断面



※梨野舞納地点で実施したボーリング調査位置と同位置において露頭を確認しており、その露頭では、火砕サージ由来か降下火砕物由来かを厳密に区分することは難しい洞爺火山灰（Toya）の火山ガラスを多く含む堆積物を確認している。

調査位置図 □： 氾濫原堆積物（沖積層）が認められる調査地点

余白

③-3洞爺火砕流(文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地及び敷地近傍における洞爺火砕流堆積物の分布状況確認)(3/6)

一部修正(R5/1/20審査会合)

【1-1'断面】(次頁参照)

- 幌似付近のB-5及びC-2地点においては、軽石が混じる火砕流本体が認められ、C-2地点付近で層厚が急減する。
- また、C-2地点においては、氾濫原堆積物(沖積層)も認められ、軽石が混じる火砕流本体及びその二次堆積物を覆って堆積する。
- C-2地点と近接するC-3地点においては、岩内層の上位に氾濫原堆積物(沖積層)が認められる。
- C-3地点より下流側に位置するH26共和-7地点においては、岩内層の上位に海成堆積物(沖積層)が認められる。

【2-2'断面】(P311参照)

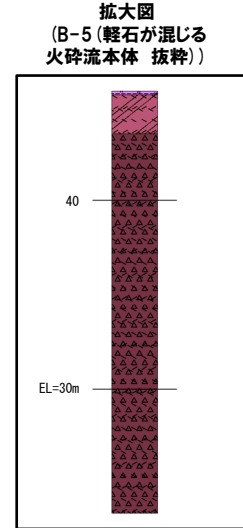
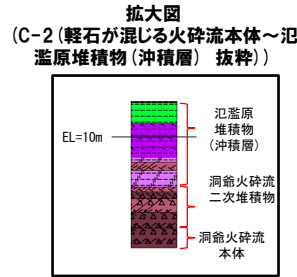
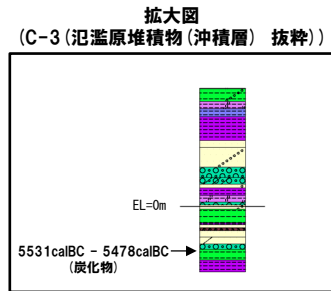
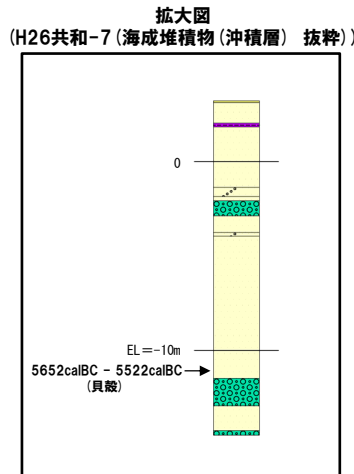
- 岩内台地に位置する梨野舞納地点においては、Mm1段丘堆積物(上面標高約22m)の上位に、陸成層が認められる。
- 陸成層の上位には、火山灰質砂質シルト層が整合関係で認められる。
- 火山灰質砂質シルト層については、火山灰分析(組成分析及び屈折率測定)の結果、火砕サージ由来か降下火砕物由来か厳密に区分することは難しい洞爺火山灰(Toya)の火山ガラスを多く含む堆積物に区分される(R5.7.7審査会合補足説明資料2の1.3章参照)。
- 火山灰質砂質シルト層の上面、基底面又は当該層中に侵食面は認められないことから、火砕流本体は到達していないものと判断される。
- 堀株川付近に位置するH26共和-5及びH26共和-6地点においては、岩内層の上位に、海成堆積物(沖積層)が認められる。
- 堀株川付近に位置するH26共和-4地点においては、岩内層の上位に扇状地性堆積物が認められる。
- H26共和-3地点においては、発足層の上位に、扇状地性堆積物が認められる。

3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

③-3洞爺火砕流 (文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地及び敷地近傍における洞爺火砕流堆積物の分布状況確認) (4/6)

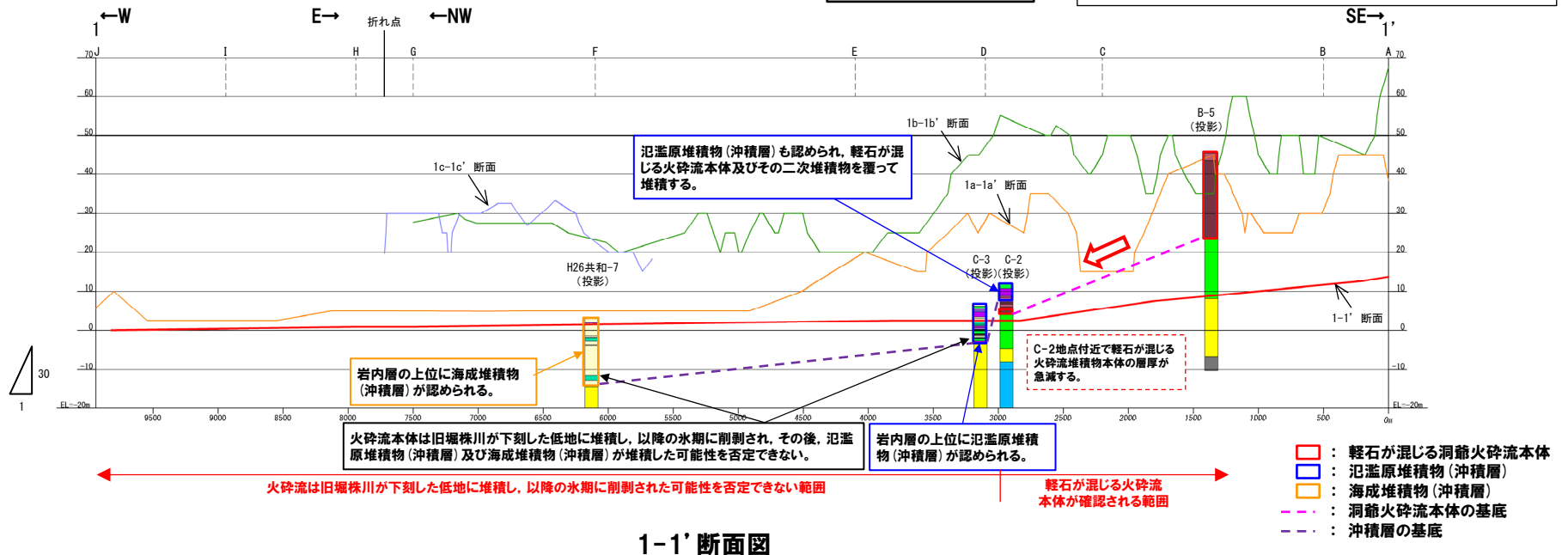
一部修正 (R5/1/20審査会合)

凡例



層相区分	
有機質土	軽石混じり砂
粘土	礫混じり砂
シルト	シルト質火山灰
有機質シルト	シルト混じり火山灰
腐植質シルト	軽石混じりシルト質火山灰
火山灰質シルト	軽石質火山灰
砂質シルト	シルト質砂礫
礫混じり砂質シルト	シルト混じり砂礫
礫混じりシルト	砂礫
砂	シルト質礫
腐植質砂	礫
シルト混じり砂	

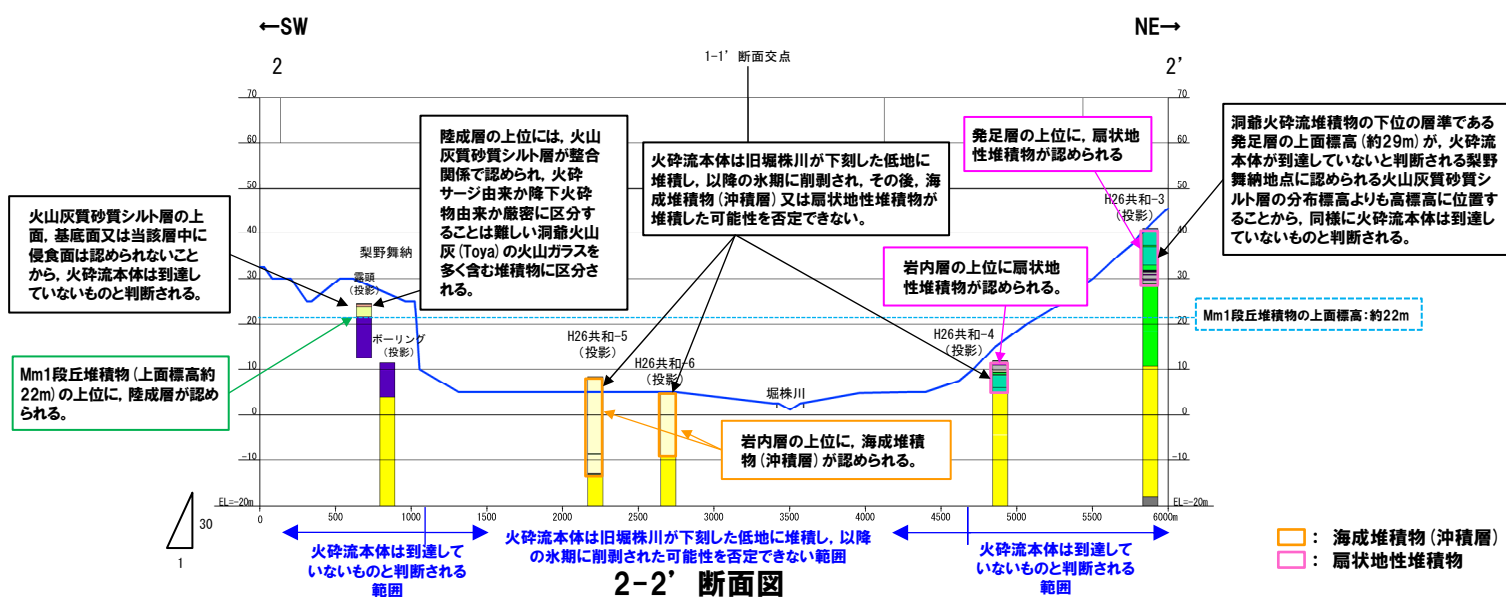
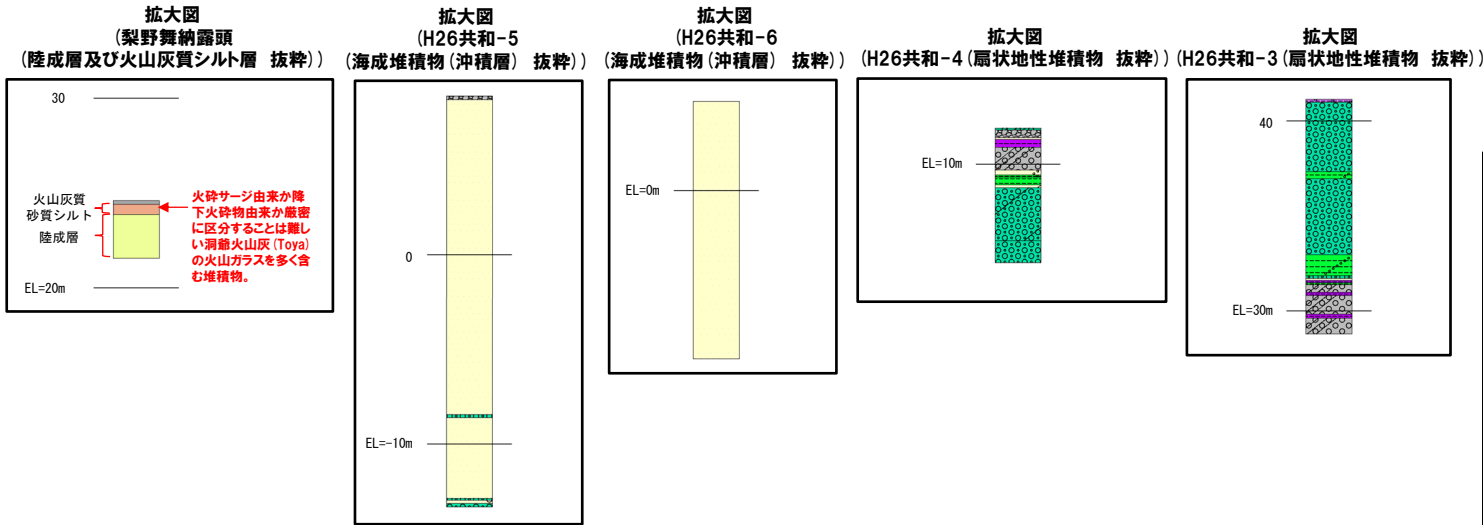
地層区分	
発足層	余別層
岩内層	古平層
野塚層 (下部層相当)	



3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

③-3洞爺火砕流（文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地及び敷地近傍における洞爺火砕流堆積物の分布状況確認）（5/6）

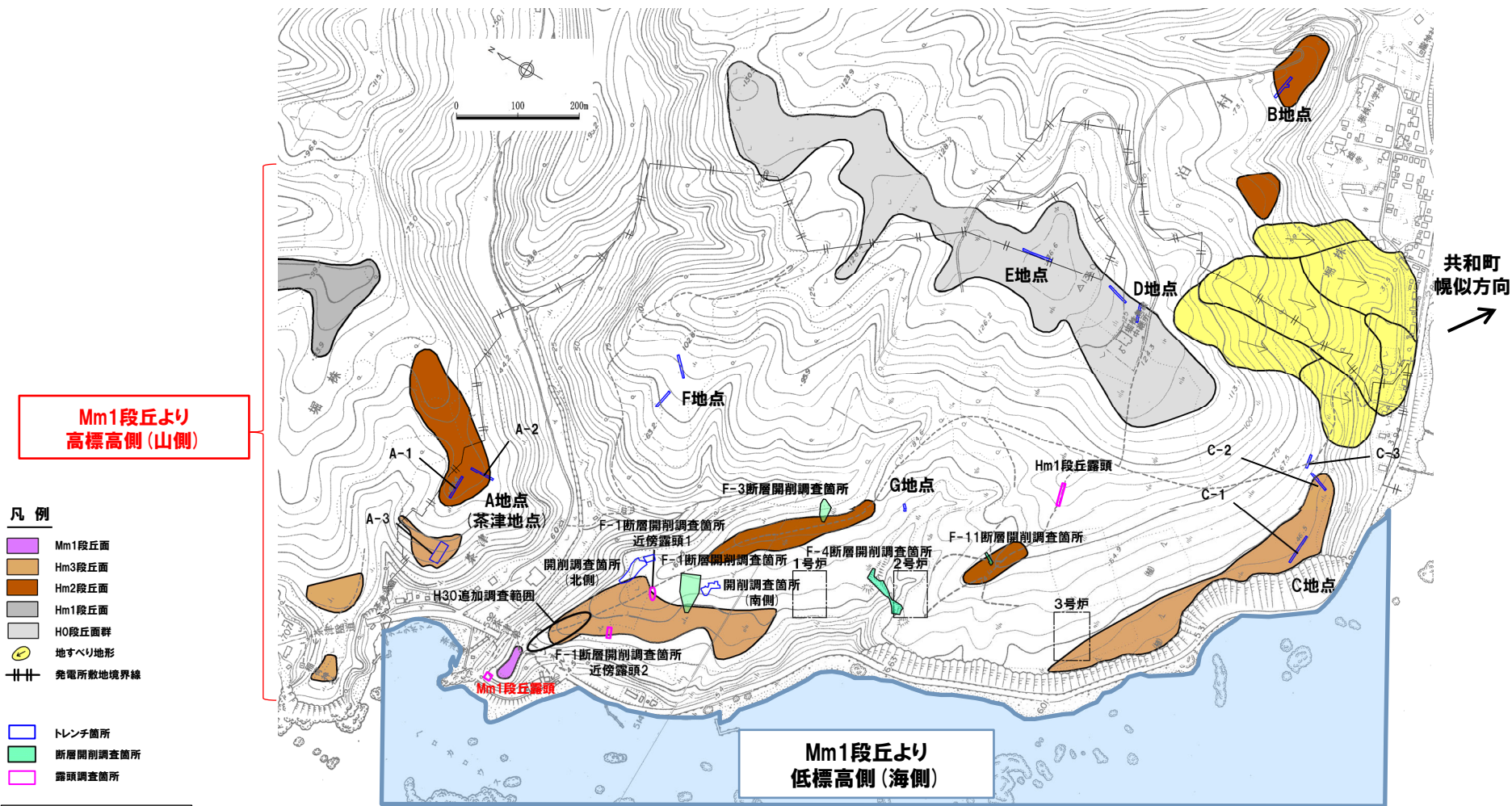
一部修正（R5/1/20審査会合）



3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価

③-3洞爺火砕流 (文献及び当社地質調査結果を踏まえた敷地及び敷地近傍における洞爺火砕流堆積物の分布状況確認) (6/6)

一部修正 (H30/5/11審査会合)



変更前の敷地の地形

余白

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.278
3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.292
4. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.314
4.1 巨大噴火の可能性評価	P.315
4.2 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.333
参考文献	P.337

1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.278
3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.292
4. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.314
4.1 巨大噴火の可能性評価	P.315
4.2 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.333
参考文献	P.337

地下構造に関する文献(Nakajima et al.(2001)及び中道(2022)).....	P. 316
地下構造に関する文献(Kita et al., 2014)	P. 320
地殻変動に関する文献(Ueda et al., 2003)	P. 322
地殻変動に関する文献(村上ほか, 2001)	P. 324
地殻変動に関する文献(Itoh et al., 2019)	P. 326
地殻変動に関する文献(Suito, 2018)	P. 328
地殻変動に関する文献(Kobayashi et al.(2019)).....	P. 332

4.1 巨大噴火の可能性評価

地下構造に関する文献 (Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022)) (1/4)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

【Nakajima et al. (2001)】

- 地震波速度構造から東北日本におけるメルトの存在を推定している, Nakajima et al. (2001) をレビューした。
 - ・Nakajima et al. (2001) によれば, 東北日本では低速度帯が沈み込む太平洋スラブの下降方向とほぼ平行に分布し, 背弧側のマントルウェッジの深部から活火山直下の地殻まで連続的に広がっているとされている (P318左図)。
 - ・この活火山直下の低速度領域において, V_p/V_s 比は上部地殻では低く (平均1.66), 下部地殻 (同1.79) と最上部マントル (同1.85) では高くなっており, 特に最上部マントルでは, 火山フロントに沿って高 V_p/V_s 領域が連続的に分布しているとされている (P318右図)。
 - ・活火山直下の速度異常の原因について考察するため, 岩石中の亀裂に存在する水又はメルトの割合に応じて, 上部地殻, 下部地殻, 最上部マントル各層の地震波速度がどのように変化するかを計算したとされている (P319参照)。
 - ・その結果, 上部地殻で観測された速度異常 (低 V_p , 低 V_s かつ低 V_p/V_s) は数%の水の存在でしか説明できないため, 上部地殻内には少なくともトモグラフィの空間分解能を超える規模の部分熔融域は存在しないと推定されている。
 - ・下部地殻及び最上部マントルで観測された速度異常 (低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s) は, 数%のメルトの存在で説明できるとされている。
 - ・この速度異常 (低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s) は, 数%の水の存在でも説明できるように見えるが, 数%の水を含む亀裂のアスペクト比は非常に小さいとされ, この地域には数百年前に噴火したものも含め多くの第四紀火山があり, 活火山直下のマントルウェッジにメルトが分布していると推定している文献があることも踏まえると, 下部地殻や最上部マントルの速度異常 (低 V_p , 低 V_s かつ高 V_p/V_s) はメルトによるものとする方が適当であるとされている。
 - ・速度異常域の分布の特徴から, 最上部マントルでは火山フロントに沿って連続的に部分熔融域が拡がっており, 下部地殻では活火山直下に部分熔融域が点在すると推定されている。

(次頁へ続く)

4.1 巨大噴火の可能性評価

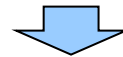
地下構造に関する文献 (Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022)) (2/4)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

(前頁からの続き)

【中道 (2022)】

- 火山における地震波速度構造の解釈等について至近の知見を解説している中道 (2022) をレビューした。
 - ・中道 (2022) によれば、火山直下の低 V_p 、低 V_s かつ高 V_p/V_s 領域は、岩石が溶融した部分*の存在として火山学的に解釈されることが多いとされている (下表参照)。
 - ・一方、低 V_p 、低 V_s かつ低 V_p/V_s 領域については、水の存在や岩石内のクラック内へのガス充填がある領域として解釈されているとされている (下表参照)。



- Nakajima et al. (2001) に基づくと、東北日本においては、活火山直下において、低速度領域が背弧下のマントルウェッジ内の広範囲に分布している。
- Nakajima et al. (2001) に基づくと、活火山直下の上部地殻で観測される低 V_p 、低 V_s かつ低 V_p/V_s 領域は水の存在でしか説明できないとされていることから、同領域は水の存在を示唆するものと判断される。
- また、最上部マントルから下部地殻で観測される低 V_p 、低 V_s かつ高 V_p/V_s 領域は、メルトによるものとする方が適当であるとしてされていることから、本検討 (地震波速度構造の観点からの地下構造の確認) においては、同領域はメルトの存在を示唆するものとして取り扱う。
- これらの低 V_p 、低 V_s かつ低 V_p/V_s 領域が水の存在を示唆し、低 V_p 、低 V_s かつ高 V_p/V_s 領域がメルトの存在を示唆するものであることは、中道 (2022) の記載と調和的である。
- このため、地震波速度構造については、火山直下の上部地殻にマグマ溜まり及びその周囲に分布する部分溶融域中のメルトの存在を示唆する顕著な低 V_p かつ高 V_p/V_s 領域が存在するか否かを確認する。

V_p, V_s, V_p/V_s異常域の解釈 (中道 (2022) に加筆)

Table 2. P- and S-wave velocity and V_p/V_s anomalies and their interpretation

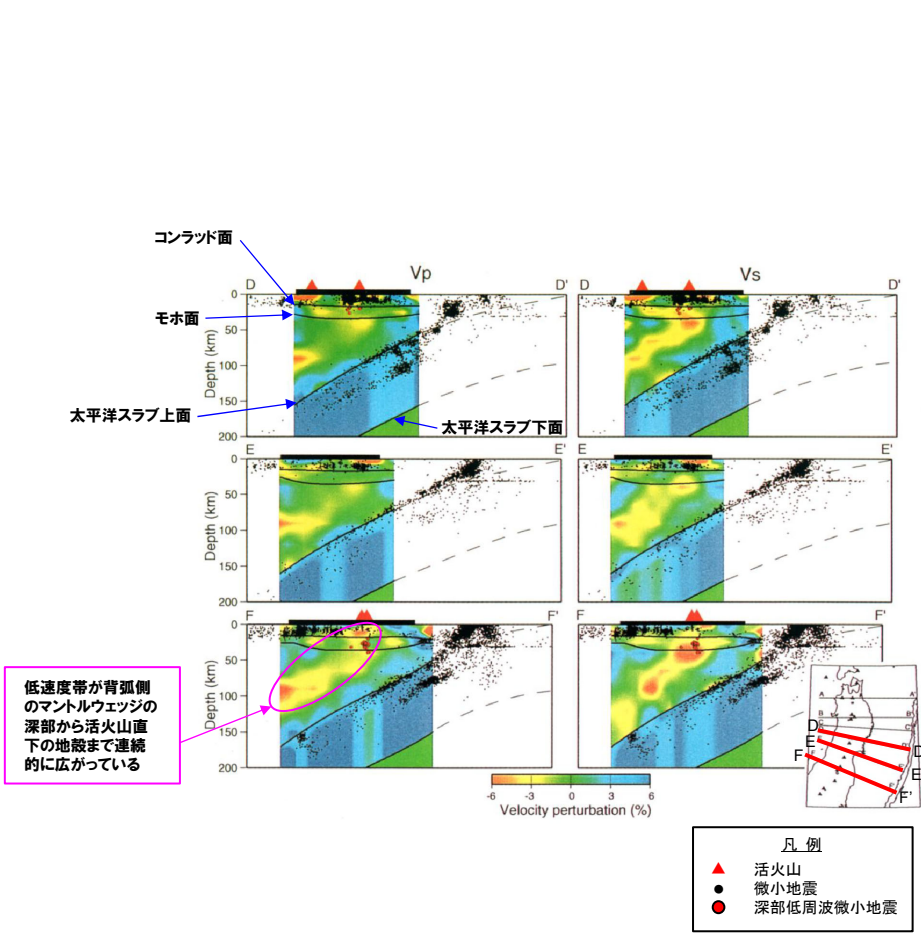
V_p	V_s	V_p/V_s	Depth 深度	Interpretation 解釈
High	High	Normal	Ground surface ~ 3 km	Solidified magma or old edifice
Low	Low	Low	7 ~ 17 km	Supercritical fluid (H ₂ O etc.) 超臨界流体
Low	Low	High	20 ~ 40 km	Partial melt of rock メルト

*中道 (2022) によれば、「岩石が溶融した部分」はメルト、「超臨界流体」は水又は二酸化炭素とされている。

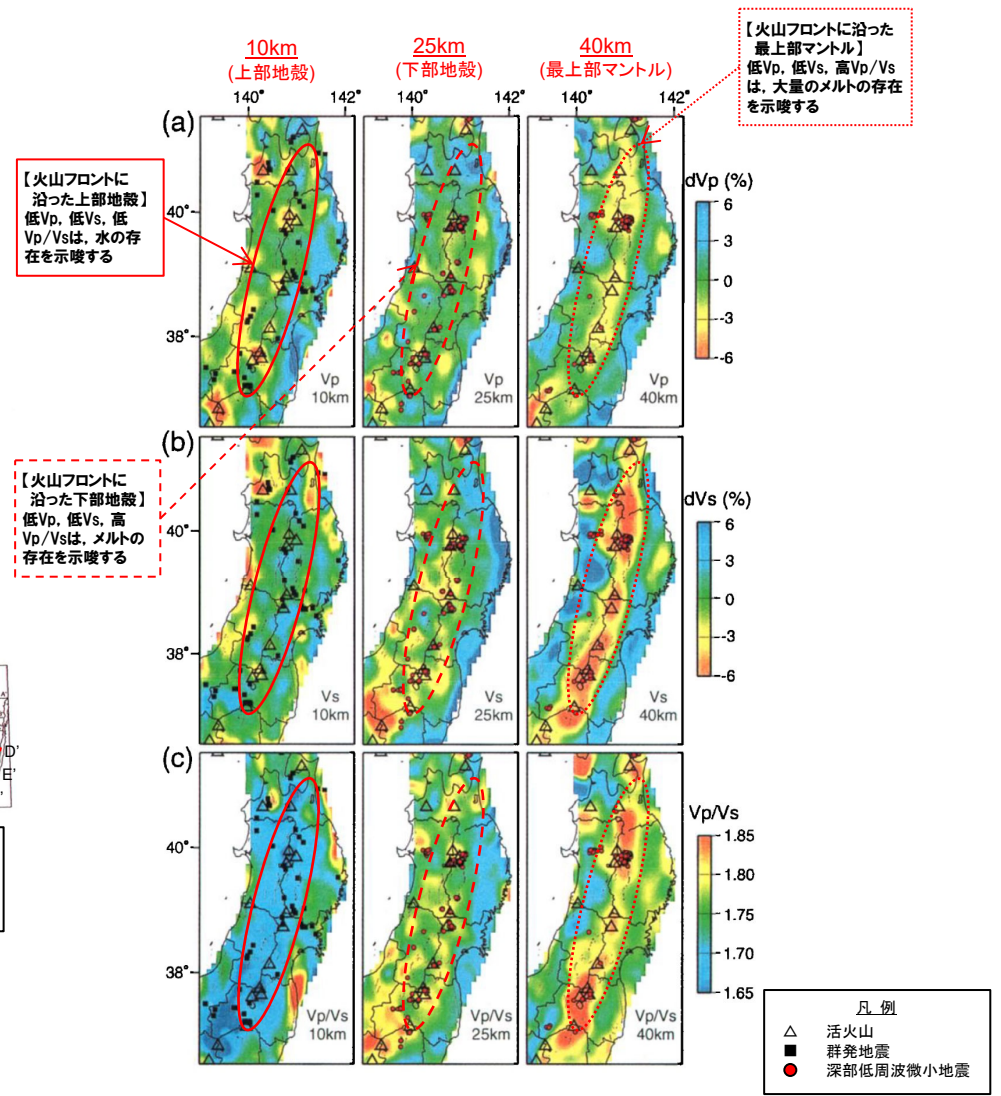
4.1 巨大噴火の可能性評価

地下構造に関する文献 (Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022)) (3/4)

一部修正 (R3/10/14審査会合)



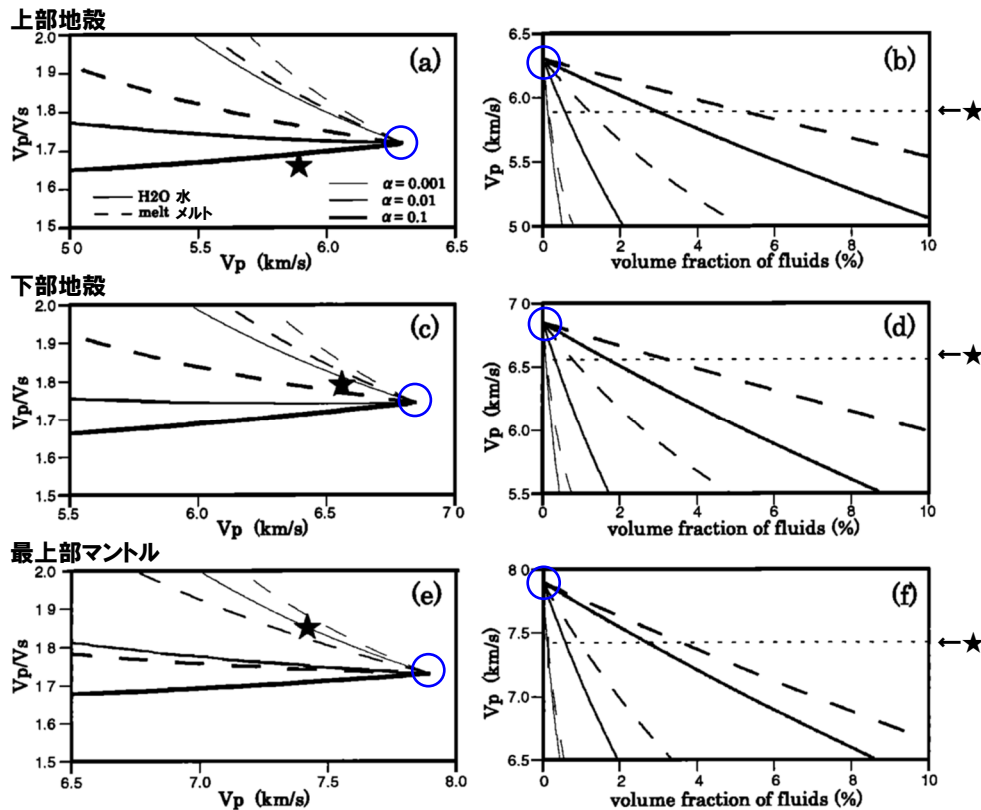
東北日本における地震波速度構造 (鉛直断面)
 (Nakajima et al. (2001) に加筆)



東北日本における地震波速度構造 (水平断面) (Nakajima et al. (2001) に加筆)

地下構造に関する文献 (Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022)) (4/4)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



α : 岩石中の亀裂のアスペクト比
 ○: 各層の上限地震波速度
 ★: 活火山直下の低速度領域における平均地震波速度

岩石中の流体で満たされた亀裂による地震波速度の変化

(a), (c), (e): V_p/V_s と V_p の関係

(b), (d), (f): V_p と流体の体積分率の関係

(Nakajima et al. (2001) に加筆)

【Nakajima et al. (2001) における活火山直下の速度異常の原因についての考察手順※】

① 上限地震波速度の設定

東北地方における地震波トモグラフィ解析結果に基づき、上部地殻、下部地殻及び最上部マントルの速度分布を求め、各層の上限地震波速度(岩石中に亀裂を含まない場合の速度、左図青○)を設定する。

② 水又はメルトの存在による速度変化の計算

岩石中の亀裂に水又はメルトが存在することによる上記①上限地震波速度からの速度変化 (V_p 及び V_p/V_s) を亀裂のアスペクト比 α ごとに計算する。

(左図中の実線は水、破線はメルトが存在した場合の速度変化を示す)

- 水又はメルトの体積分率に応じて V_p が低下する (左図 (b), (d), (f))。
- V_p の低下に応じて V_p/V_s が変化する (左図 (a), (c), (e))。

③ 活火山直下の平均地震波速度との比較

- 上部地殻では低 V_p かつ低 V_p/V_s (左図 (a) の★) であり、水の存在でしか説明できない (メルトであれば高 V_p/V_s となる)。
- 下部地殻、最上部マントルでは、低 V_p かつ高 V_p/V_s (左図 (c) 及び (e) の★) であり、メルトによるものとする方が適当である。

※Nakajima et al. (2001) の記載を踏まえ当社で整理したもの。

4.1 巨大噴火の可能性評価

地下構造に関する文献 (Kita et al., 2014) (1/2)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

【Kita et al. (2014)】

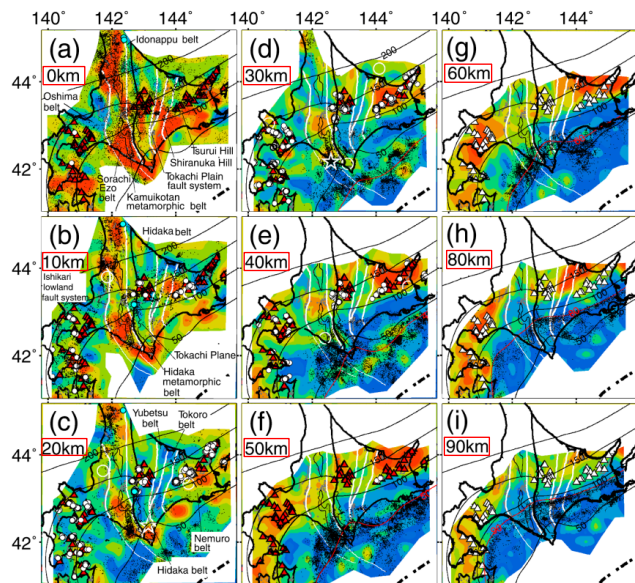
○Nakajima et al. (2001) は、東北日本における地下構造の特徴を示していることから、北海道における地下構造 (地震波減衰構造) を示している Kita et al. (2014) をレビューした。

- ・Kita et al. (2014) によれば、高減衰域が北海道東部および南部の背弧下のマントルウェッジ内に明瞭に示されるとされている。
- ・マントルウェッジ内における高減衰域は、Zhao et al. (2012) で示された低速度領域と一致するとされている。
- ・マントルウェッジ内は、低速度領域かつ高減衰域であるとされている。

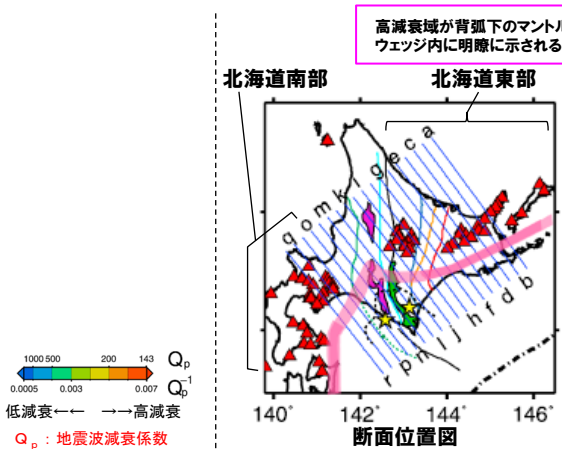
○Kita et al. (2014) においては、北海道の背弧側に低速度かつ高減衰域を示すマントルウェッジが存在するとされ、東北日本弧の延長部である北海道南部 (本頁右図q, r断面付近) 及び千島弧に属する北海道東部 (本頁右図d断面付近及び次頁左図) においては、何れも同様の傾向が認められる。

○これは中島 (2017) に示される東北日本の流体移動経路の模式図 (次頁右図) と同様であることから、北海道南部及び東部は東北日本と共通したマグマ供給システムを有すると判断される。

○このため、Nakajima et al. (2001) が、東北日本において水又はメルトの存在を示唆するとしている地震波速度構造 (P316~P319参照) の特徴が北海道南部及び東部においても同様であると判断される。

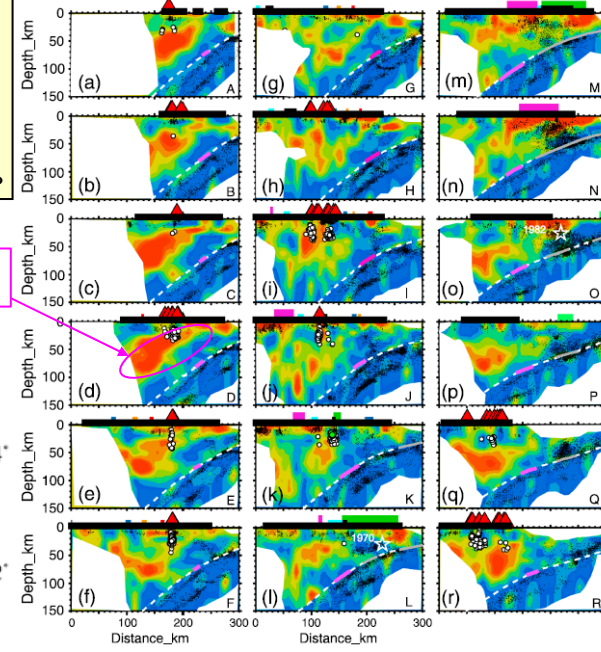


北海道における地震波減衰構造 (水平断面) (Kita et al. (2014) に加筆)



凡例
 ▲ 活火山、第四紀火山
 ● 震源*
 ○ 深部低周波地震震源*
 - 太平洋プレート表面の等深線

※各深度断面から深度方向±5kmの範囲の地震をプロット



凡例
 ▲ 活火山、第四紀火山
 ● 震源*
 ○ 深部低周波地震震源*

Qp : 地震波減衰係数
 1000 500 200 143 Qp
 0.0005 0.003 0.007 Qp-1
 低減衰 ← → 高減衰

※各深度断面から深度方向±5kmの範囲の地震をプロット

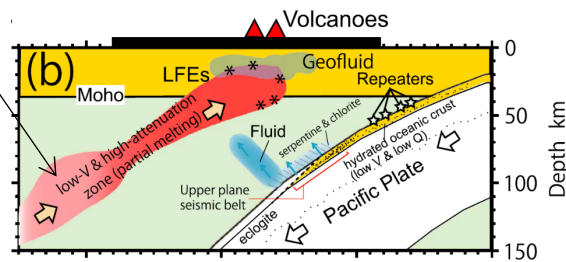
北海道における地震波減衰構造 (鉛直断面) (Kita et al. (2014) に加筆)

4.1 巨大噴火の可能性評価

地下構造に関する文献 (Kita et al., 2014) (2/2)

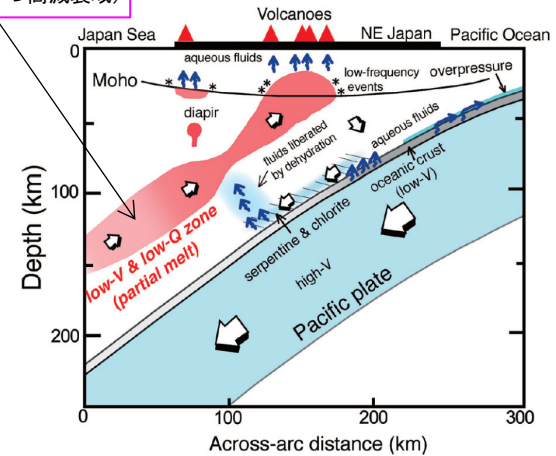
再掲 (R3/10/14審査会合)

マントルウェッジ
(低速度領域かつ高減衰域)



北海道における流体移動経路の鉛直断面模式図 (Kita et al. (2014) に加筆)

マントルウェッジ
(低速度領域かつ高減衰域)



東北日本における流体移動経路の鉛直断面模式図 (中島 (2017) に加筆)

4.1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Ueda et al., 2003) (1/2)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【Ueda et al. (2003)】

- 1993年北海道南西沖地震の余効変動について整理されているUeda et al. (2003) をレビューした。
 - ・Ueda et al. (2003) によれば、1993年北海道南西沖地震後の地殻変動は、北海道南西部の西進、奥尻島の沈下、渡島半島の隆起によって特徴づけられるとされている(鉛直変位については、次頁図中の黒矢印参照)。
 - ・一般に大地震後の地殻変動は、余効すべり (afterslip) と粘弾性緩和 (viscoelastic relaxation) のどちらかが支配的と想定されるとされている。
 - ・北海道南西沖地震後の地殻変動は、単純な3層構造における地震時応力変化による粘弾性緩和で説明できることがわかったが、余効すべりでは、非現実的な仮定を採用しないと変形を説明することができないとされている。
 - ・この結果は、地震後の変形のメカニズムとして、明らかに粘弾性緩和が支配的であったことを示しているとされている。
 - ・図中に見られるいくつかの差異(次頁図中の観測値(黒矢印)と計算値(白矢印)との差異)は、粘性の横方向の変化や太平洋プレートの沈み込み等、他の効果に起因している可能性があると考えられている。

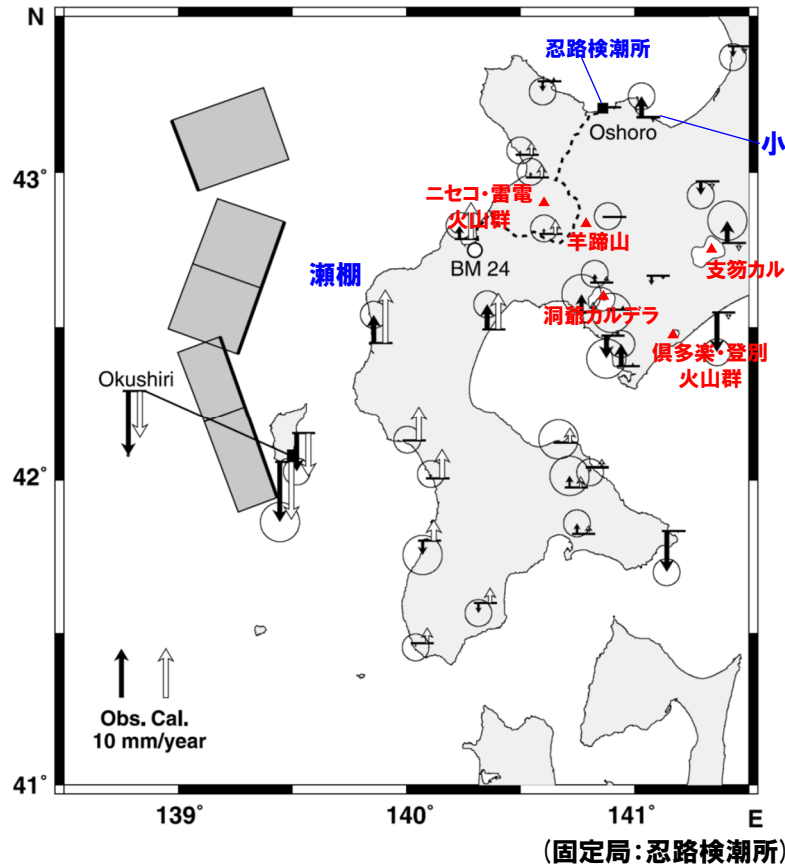


- Ueda et al. (2003) に基づくと、1993年北海道南西沖地震後の地殻変動は、北海道南西部の西進、奥尻島の沈下、渡島半島の隆起によって特徴づけられるとされている。
- 支笏カルデラ、倶多楽・登別火山群及び洞爺カルデラが位置する北海道南部(東北日本弧延長部)は、太平洋プレートの沈み込み、余効変動等様々な効果を受けていると考えられる。

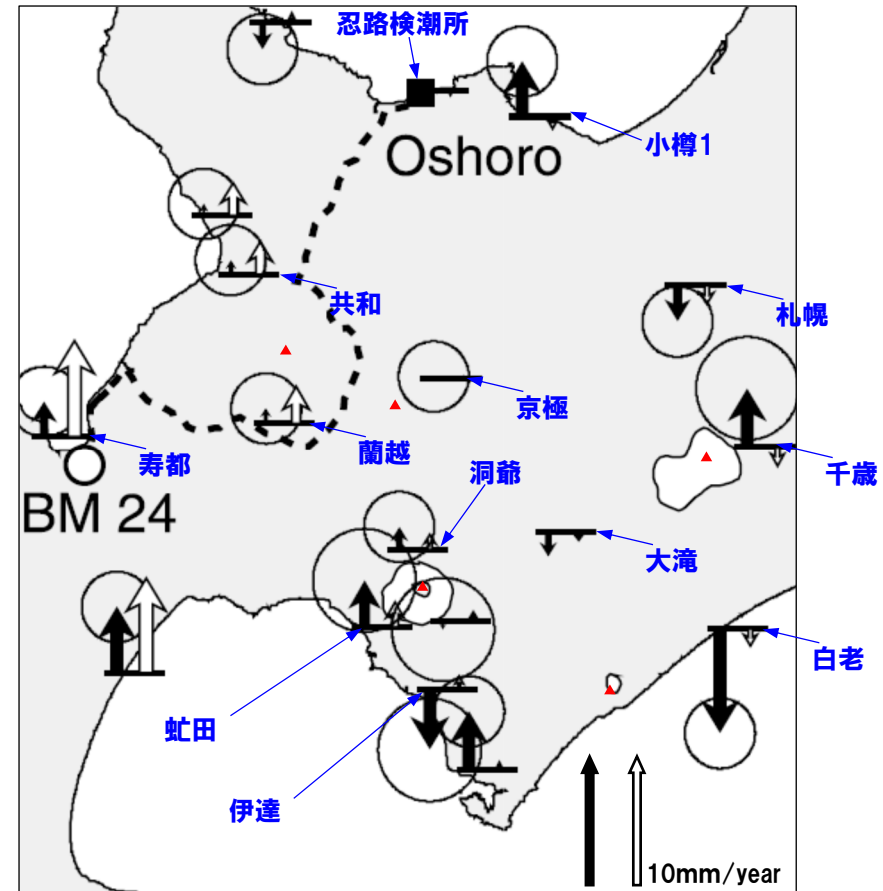
4.1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Ueda et al., 2003) (2/2)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



■ : 観測値 (1995年1月から2000年9月)
 □ : 粘弾性緩和モデルによる計算値



支笏カルデラ, 倶多楽・登別火山群, 洞爺カルデラ, ニセコ・雷電火山群及び羊蹄山周辺拡大図

電子基準点及び奥尻検潮所の鉛直変位速度 (Ueda et al. (2003) に加筆)

4.1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献(村上ほか, 2001) (1/2)

【村上ほか(2001)】

- 有珠山を取り囲む基線のGPS連続観測結果及び写真測量, 測距・測角観測, 水準測量, 人工衛星合成開口レーダー画像マッチングによる観測等に基づき, 2000年有珠山噴火の地殻変動とマグマモデルを整理した村上ほか(2001)をレビューした。
 - ・地震活動が増加した3/27ごろから, 「虻田」, 「伊達」及び「壮瞥」を含む基線にわずかな伸びが生じ, ほぼ垂直なダイクの貫入が生じたと推定されている(Phase I)。
 - ・3/29から4/3にかけて, 「虻田」, 「伊達」及び「壮瞥」の基線がそれまでの伸びから縮みに反転し, 有珠山西側を中心とした地域では隆起が生じたとされている。これは, 有珠山山頂直下の地下約2-3kmにおいて, 水平のマグマの板(シル)が及び有珠山北麓地下にダイクが形成され, 逆にマグマを放出したため深さ10kmのマグマ溜まりにおいてデフレーション(収縮)が発生したことで説明できるとされている(Phase II)。
 - ・4/3から5月下旬にかけては, 周囲では変動が減速したが, 噴火が発生した有珠山西側では局所的に顕著な隆起が生じたとされている。これは, 有珠山西山西麓地下のドーム形成に, マグマが供給され, 一方, 地下10kmのマグマ溜まりでは, 収縮がさらに進行したことが推定されるとされている(Phase III)。
 - ・5月下旬以降については, 有珠山西側では隆起が継続したが, 9月ごろには終息したとされている。一方, 有珠山を中心とする収縮が進行し, 有珠山地下2-3kmシルの収縮が進んでいることが示唆されるとされている(Phase IV)。

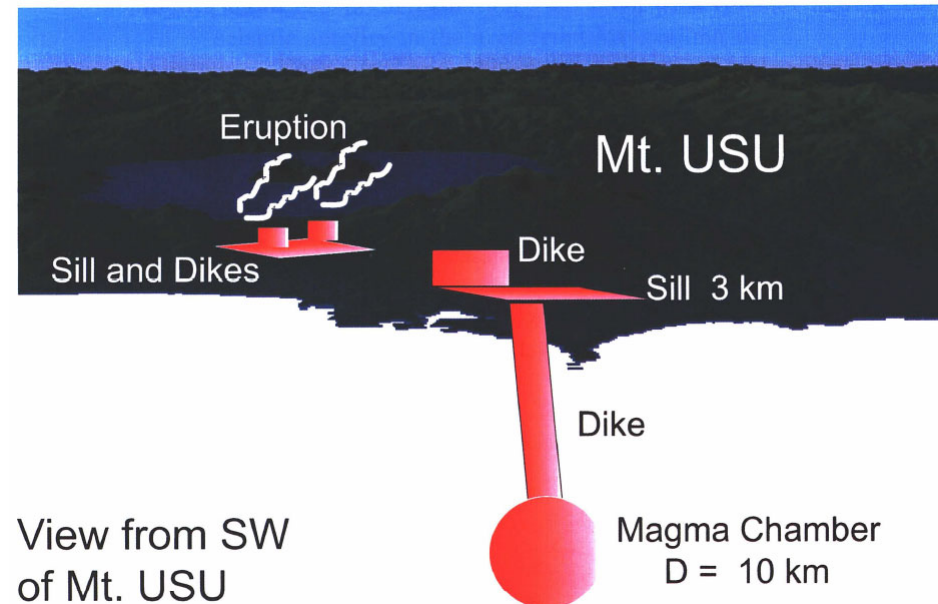


- 村上ほか(2001)に基づくと, 洞爺カルデラの後カルデラ火山である有珠山西側を中心とした地域と, 「虻田」, 「伊達」及び「壮瞥」の基準点を含む有珠山を取り囲む地域では, 2000年噴火時に異なる地殻変動が観測されており, 当該噴火に伴う, 有珠山西側の局所的なシル及びダイクの形成と, その供給源となる深さ約10kmのマグマ溜まりとの, 少なくとも2段階のマグマプロセスを経ていることが推定されている。
- 有珠山を取り囲む「虻田」, 「伊達」及び「壮瞥」を含む基線については, 深さ約10kmのマグマ溜まりの挙動から大きな影響を受けており, 噴火直前まではわずかに基線の伸びが生じていたが, 噴火発生以降はマグマ溜まりの収縮に伴う沈降及び基線の縮みが生じているものと考えられる。

4.1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献(村上ほか, 2001) (2/2)

phase	期間	地震	地殻変動	model
Phase I	3/27から3/29午後まで	地震回数の顕著な増加 南東に傾き下がる, ほぼ垂直に立った地震分布 深さは8 km から 3 km 程度に時間とともに浅くなる傾向	虻田, 伊達, 社督のGPS基線にわずかな伸び	ほぼ垂直なダイクの貫入 $8 \cdot 10^6 \text{m}^3$
Phase II	3/29から4/3頃まで	地震回数の顕著な増加(3/31まで) 南に傾き下がる面状の地震分布 リング状(ドーナツ状)の地震分布 ドーナツの空白部は時間とともに拡大	虻田, 伊達, 社督のGPS基線が縮みに反転 有珠山から周囲30kmのやや遠いGPS点の有珠山に向かう変動 3/31頃まで有珠山山頂を中心とする変動(大学, 道立地質GPS, 水準測量) 西山西麓を中心とする隆起, 周囲への押し出し(角観測, 写真, レーザー, 衛星等)	有珠山地下約2-3 kmのシル $5 \cdot 10^6 \text{m}^3$ 有珠山北麓地下のダイク $1 \cdot 10^6 \text{m}^3$ 深さ10kmのマグマ溜まりのデフレーション $2 \cdot 10^6 \text{m}^3$
Phase III	4/3日頃から5月下旬	回数の顕著な減少	GPSはほぼ停滞 西山西麓を中心として顕著な隆起 周囲への押し出し(角, 気象庁他GPS, 衛星, 写真等)	西山西麓地下の浅いダイクおよびシル $3 \cdot 10^6 \text{m}^3$ 深さ10kmのマグマ溜まりのデフレーション $5 \cdot 10^6 \text{m}^3$
Phase IV	5月下旬から現在	回数の顕著な減少	西側では隆起が継続 変動域の集中化 有珠山を中心とするデフレーション(GPS, 水準)	有珠山地下2-3 kmシルのデフレーション



2000年有珠山噴火のマグマ活動の模式図(村上ほか, 2001)

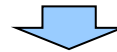
2000年有珠山噴火に伴う地震・地殻変動・マグマモデルの時系列表(村上ほか, 2001)

4.1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Itoh et al., 2019) (1/2)

【Itoh et al. (2019)】

- 2003年十勝沖地震 (Mw8.0) の地震前、地震時及び地震後7.5年間の地殻変動を、陸上GNSSデータと2つの海底圧力計 (OBP) を用いて、粘弾性グリーン関数によるモデル化を行ったItoh et al. (2019) をレビューした。同文献によれば、地震前、地震時及び地震後の北海道の地殻変動の特徴が以下のように要約されている。
 - ・解析には、2000年有珠山噴火の影響を受けている観測点を用いていないとされている。また、1993年北海道南西沖地震の地殻変動の影響を取り除いたとされている。
 - ・2003年十勝沖地震以前は概ね内陸方向 (北西方向) に移動する水平変位が観測されていたが、地震時に、海溝方向 (南東方向) に反転し、地震後も海溝方向の水平変位が継続しているとされている。
 - ・鉛直変位については、2003年十勝沖地震前は沈降を示し、特に道東地域の太平洋沿岸でその傾向が大きかったとされ、地震時には震源域 (十勝・日高地域) において大きな沈降を示したとされている。地震後は、主に海岸沿いで隆起に転じたとされている。
 - ・北海道のほとんどの観測点で2003年十勝沖地震に伴う余効変動が観測され、地震後7.5年目においてもプレート間固着が2003年以前の状態には完全には回復していないとされている。

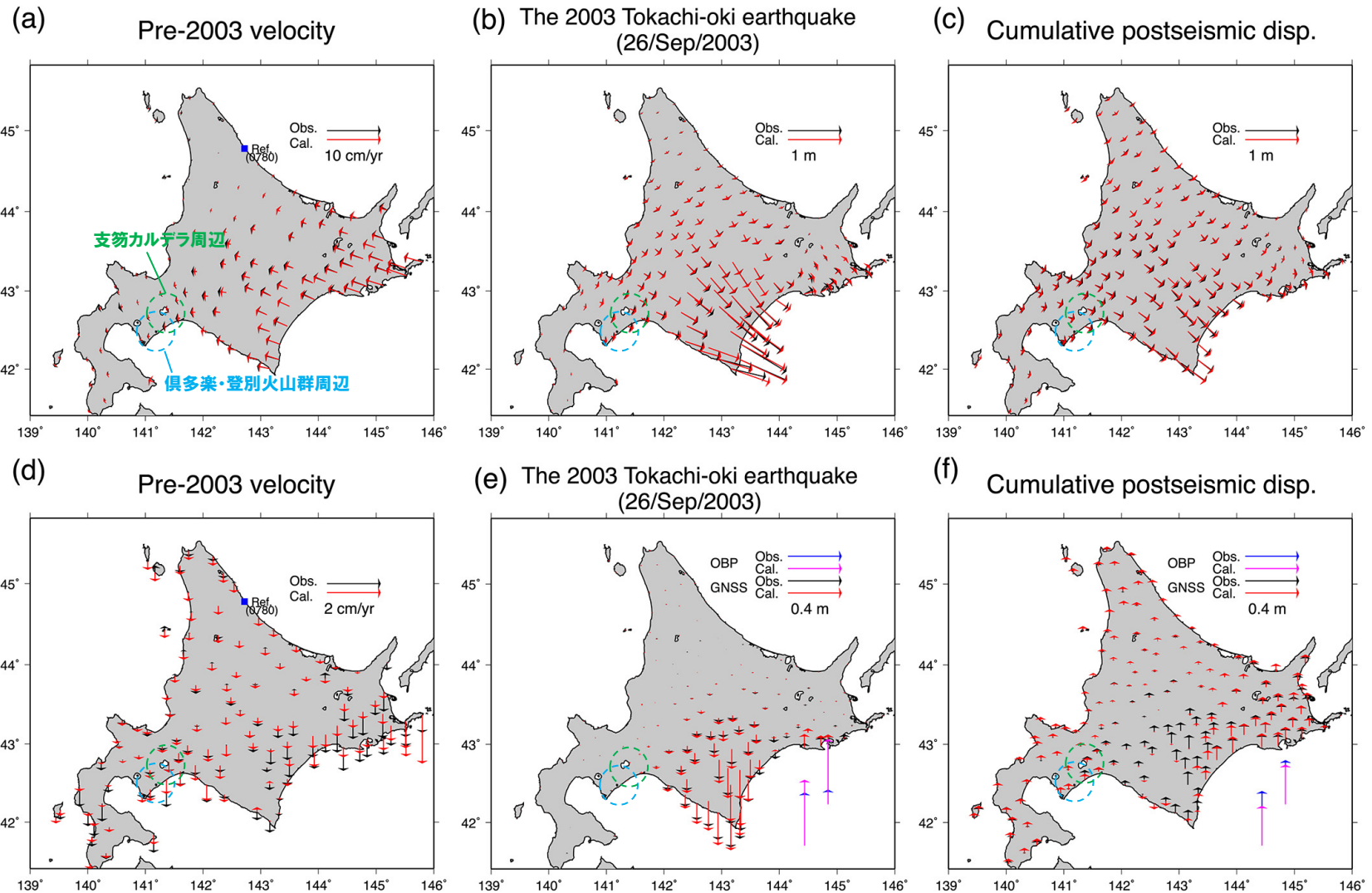


- Itoh et al. (2019) に基づくと、北海道のほぼ全域において2003年十勝沖地震に伴う余効変動が認められ、少なくともその影響が地震後7.5年間続いているものと考えられる。
- 支笏カルデラ及び倶多楽・登別火山群周辺に着目^{*}すると、当該地震によって海溝方向 (南東方向) に引き伸ばされる水平変位が生じ、地震以降も少なくとも7.5年間は同様の傾向が続いているものと推定される。
- 鉛直変位については、当該地震以前は沈降傾向を示していたものの、地震後は隆起傾向を示しているものと推定される。

^{*}洞爺カルデラ周辺は、2000年有珠山噴火の影響を考慮して解析から除外されているため、傾向を判断することはできない。

4. 1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Itoh et al., 2019) (2/2)



GNSS及びOBPによる2003年十勝沖地震前、地震時及び地震後の地殻変動
(a~c:水平変位, d~f:鉛直変位, 黒矢印が観測値, 赤矢印が計算値) (Itoh et al. (2019) に加筆)

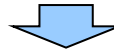
4.1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Suito, 2018) (1/4)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【Suito (2018)】

- GNSS連続観測システム (GEONET) 及び海底地殻変動観測 (SGO) を用いて2011年東北地方太平洋沖地震以降の東日本地域の地殻変動について整理しているSuito (2018) をレビューした。
- ・Suito (2018) によれば、2011年東北地方太平洋沖地震以前の1997～2000年については、東北地方全域で西方への水平変位、太平洋沿岸での沈降、日本海側でのわずかな隆起が認められるとされている。
- ・地震後の6.5年間においては、東北地方から中部地方の広い範囲において、東方向の水平変位が生じ、東北地方の変形は地震発生直後が最も大きく、その後、時間の経過とともに徐々に減衰しているとされている。
- ・地震後の鉛直変位については、内陸部と日本海沿岸部では10cm程度の累積沈下が、奥羽脊梁部ではかなり大きな沈下が、関東・中部・北海道南部では10cm程度の累積隆起が観測されたとされている (P330参照)。
- ・地震後の地殻変動を解釈する際には、一般に余効すべり (afterslip)、粘弾性緩和 (viscoelastic relaxation, P331参照)、間隙弾性反発 (poroelastic rebound) の3つのメカニズムを考慮する必要があるとされている。
- ・観測された地殻変動には、余効すべり効果やプレート間の固着効果等、様々な効果が含まれているとされている。
- ・プレート間の固着効果は、東北地方全域で西方への変位、太平洋岸での沈下及び日本海側でのわずかな隆起をもたらすとされている (次頁参照)。



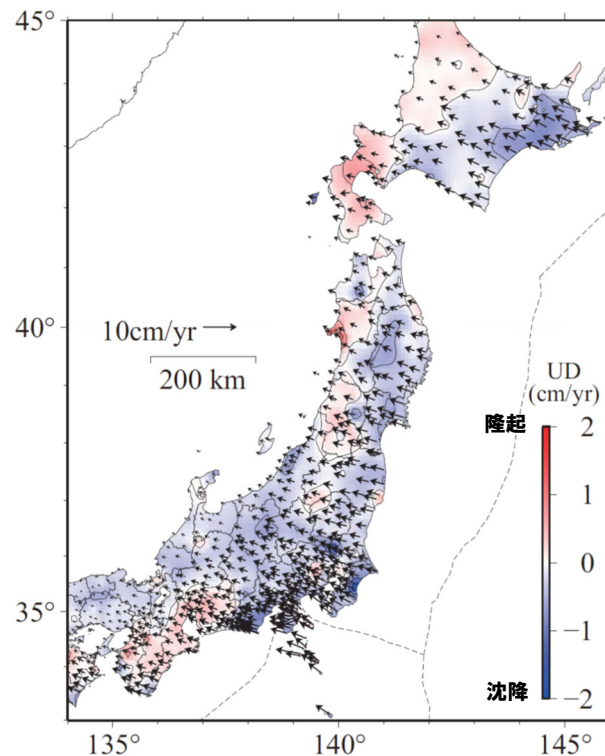
- Suito (2018) による2011年東北地方太平洋沖地震以前の1997～2000年の北海道を含む東日本全体の平均変位速度によれば、支笏カルデラ、倶多楽・登別火山群及び洞爺カルデラが位置する北海道南部 (東北日本弧延長部) は、全体的に西方向に向かう水平変位が認められる。
- 同地域における1997～2000年の鉛直変位については、洞爺カルデラ周辺は隆起傾向、支笏カルデラ及び倶多楽・登別火山群周辺の太平洋側若しくは石狩低地側 (東方向) は沈降傾向が認められる*。
- 一方で、Suito (2018) による当該地震以降6.5年間の累積変位分布によれば、東北地方においては顕著な東方向の水平変位が生じたものの、北海道南部 (東北日本弧延長部) は地震に由来すると考えられる顕著な水平変位は観測されていない。
- 当該地震以降の鉛直変位については、プレート間の固着効果、余効変動等様々な効果により、総じて隆起傾向である。

※Suito (2018) による1997年～2000年間の洞爺カルデラ周辺の隆起傾向に関しては、1993年北海道南西沖地震の余効変動に伴う隆起成分 (P322～P323参照) が含まれている可能性があるため、1993年北海道南西沖地震の影響を取り除いた鉛直変位の傾向を示しているItoh et al. (2019) (P326～P327参照) とは結果が若干異なっているものと考えられる。

4.1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Suito, 2018) (2/4)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



北海道南部拡大図

固定局: 福江地点 (長崎県)

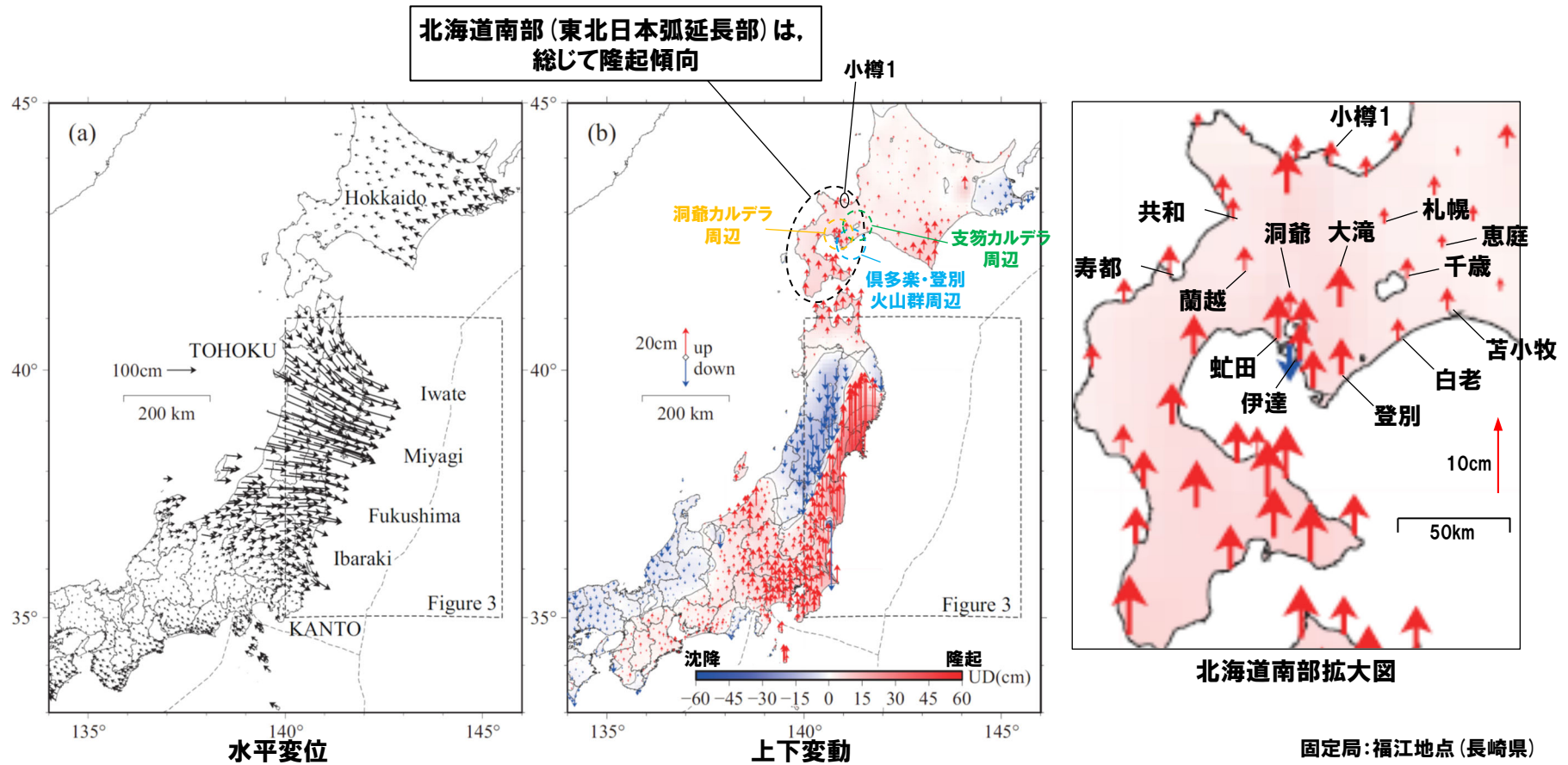
- Suito (2018) によれば、プレート間の固着効果は、東北地方全域で西方への変位、太平洋岸での沈下及び日本海側でのわずかな隆起をもたらすとされている。
- 北海道南部 (東北日本弧延長部) においては、全体的に西方向に向かう水平変位が認められ、洞爺カルデラ周辺は隆起傾向、支笏カルデラ及び倶多楽・登別火山群周辺の太平洋側若しくは石狩低地側 (東側) は沈降傾向が認められる。

GEONETによる1997年1月から2000年1月までの平均変位速度
(Suito (2018) に加筆)

4.1 巨大噴火の可能性評価

地殻変動に関する文献 (Suito, 2018) (3/4)

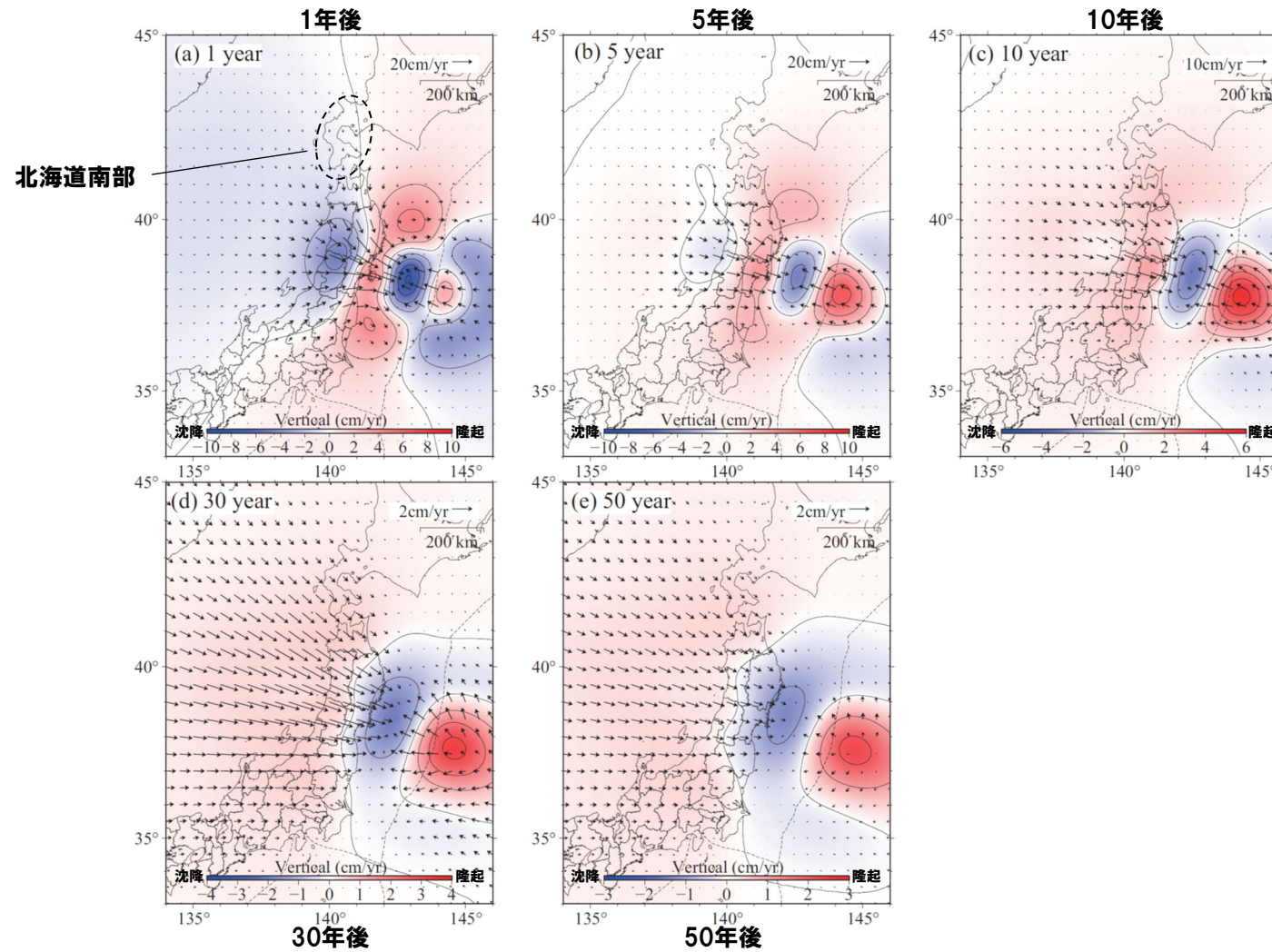
一部修正 (R5/1/20審査会合)



GEONETによる2011年3月東北地方太平洋沖地震以降6.5年間分の地殻変動 (Suito (2018) に加筆)

地殻変動に関する文献 (Suito, 2018) (4/4)

再掲 (R5/1/20審査会合)



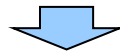
粘弾性緩和による推定変位速度
(Suito (2018) に加筆)

4.1 巨大噴火の可能性評価

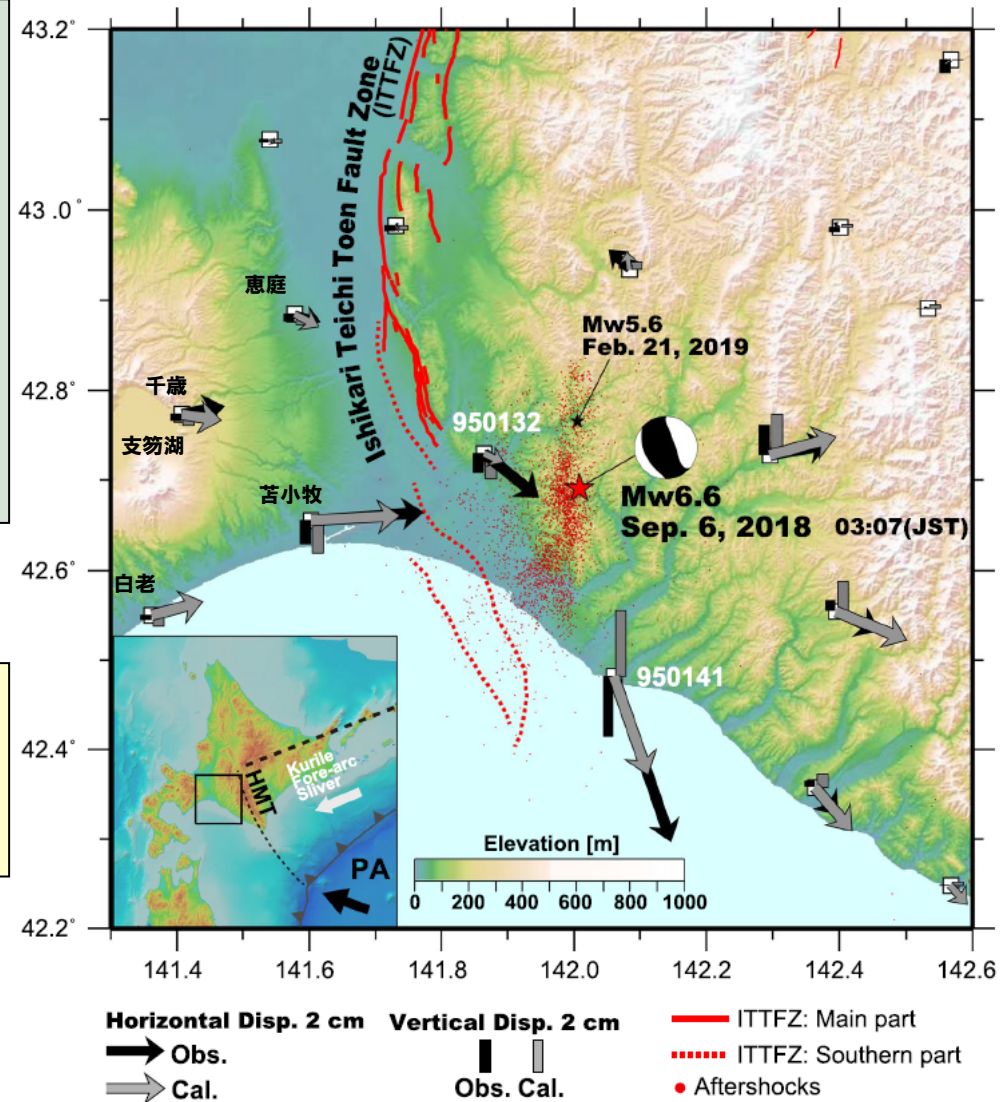
地殻変動に関する文献 (Kobayashi et al., 2019)

【Kobayashi et al. (2019)】

- 干渉SAR解析とGNSS解析を基に2018年北海道胆振東部地震時の地殻変動と断層モデルを推定したKobayashi et al. (2019) をレビューした。
- ・Kobayashi et al. (2019) によれば、最大約7cmの隆起及び最大約4cmの東向きの変動が震源域 (石狩東部断層帯) の東側で広く観測されたとされている。
- ・支笏カルデラ周りでは、電子基準点「千歳」、「恵庭」、「苫小牧」及び「白老」において、東向きの水平変位が観測され、「苫小牧」においては、顕著な沈降も観測されたとされている。
- ・InSARとGNSSの観測値を基に、深さ15kmに頂部を持つ東に74° 傾斜した逆断層の断層モデルが推定されたとされている。



- Kobayashi et al. (2019) に基づくと、2018年北海道胆振東部地震に伴い、支笏カルデラ周りの電子基準点「千歳」、「恵庭」、「苫小牧」及び「白老」においては東向きの水平変位が、「苫小牧」においては沈降の変位が生じたと考えられる。



2018年北海道胆振東部地震震源域におけるGNSS変位量とモデル計算変位量 (Kobayashi et al. (2019) に加筆)

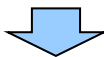
1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.120
2.1 文献調査	P.121
2.2 地形調査	P.129
2.3 地質調査	P.134
2.4 火山学的調査	P.278
3. 巨大噴火に伴う火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.292
4. 火山影響評価に関する文献レビュー	P.314
4.1 巨大噴火の可能性評価	P.315
4.2 火山活動の規模と設計対応不可能な火山事象の評価	P.333
参考文献	P.337
ニセコ・雷電火山群の溶岩流を含む火山噴出物の分布範囲及び活動時期に関する文献(大場, 1960)	P. 334
ニセコ・雷電火山群の活動時期に関する文献(日本地質学会編, 2010)	P. 335
ニセコ・雷電火山群の活動時期に関する文献(Oka et al., 2023)	P. 336

ニセコ・雷電火山群の溶岩流を含む火山噴出物の分布範囲及び活動時期に関する文献(大場, 1960)

一部修正 (H25/11/13審査会合)

【大場(1960)】

- ニセコ・雷電火山群の地質分布について整理されている大場(1960)をレビューした。
- ・大場(1960)によれば、ニセコ火山群の地質図は右図の通りとされている。
- ・ニセコ火山群の活動は、その地形および噴出物の岩石学的特性を見て、3期にわけることができるとされている(下表参照)。



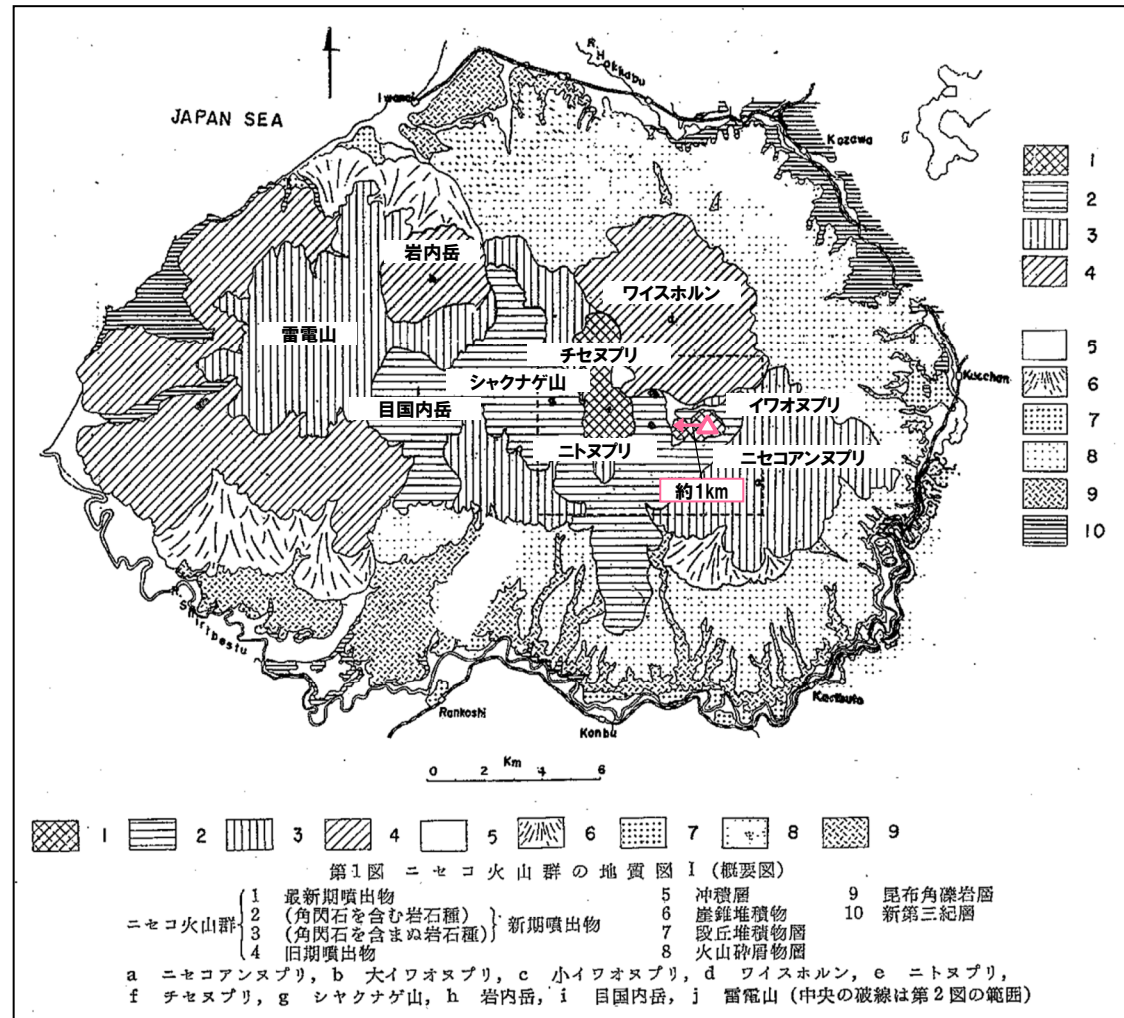
- 大場(1960)に基づく、ニセコ・雷電火山群の火山噴出物は、敷地まで到達していない。
- 現在の活動中心であるイワオヌプリの火山噴出物の最大到達距離は約1kmである。

地質層序表(大場(1960)に加筆)

第1表 地質層序

時代	層序	火山活動	
第四紀	沖積世	河床堆積物	大イワオヌプリ
		湖水堆積物	小イワオヌプリ
		扇状地堆積物	チセヌプリ
			ニトヌプリ
鮮新世	洪積世	火山砕屑物	シャクナゲヌプリ
		段丘堆積物	ニセコアンヌプリ
			雷電岳(上部)
第三紀			目国内岳
			雷電岳(下部)
			岩内岳
			ワイスホルン
第三紀	新第三紀層		

最新期ニセコ火山群 (1-4)
 新期ニセコ火山群 (5-8)
 旧期ニセコ火山群 (9-10)



火山地質図(大場(1960)に加筆)

ニセコ・雷電火山群の活動時期に関する文献(日本地質学会編, 2010)

一部修正(H25/11/13審査会合)

【日本地質学会編(2010)】

- ニセコ・雷電火山群の活動時期については、「古期火山群」、「中期火山群」及び「新期火山群」に分類されている。
- 各火山群を構成する火山体の活動時期は下表のように示されている。

各火山群を構成する火山体の活動時期

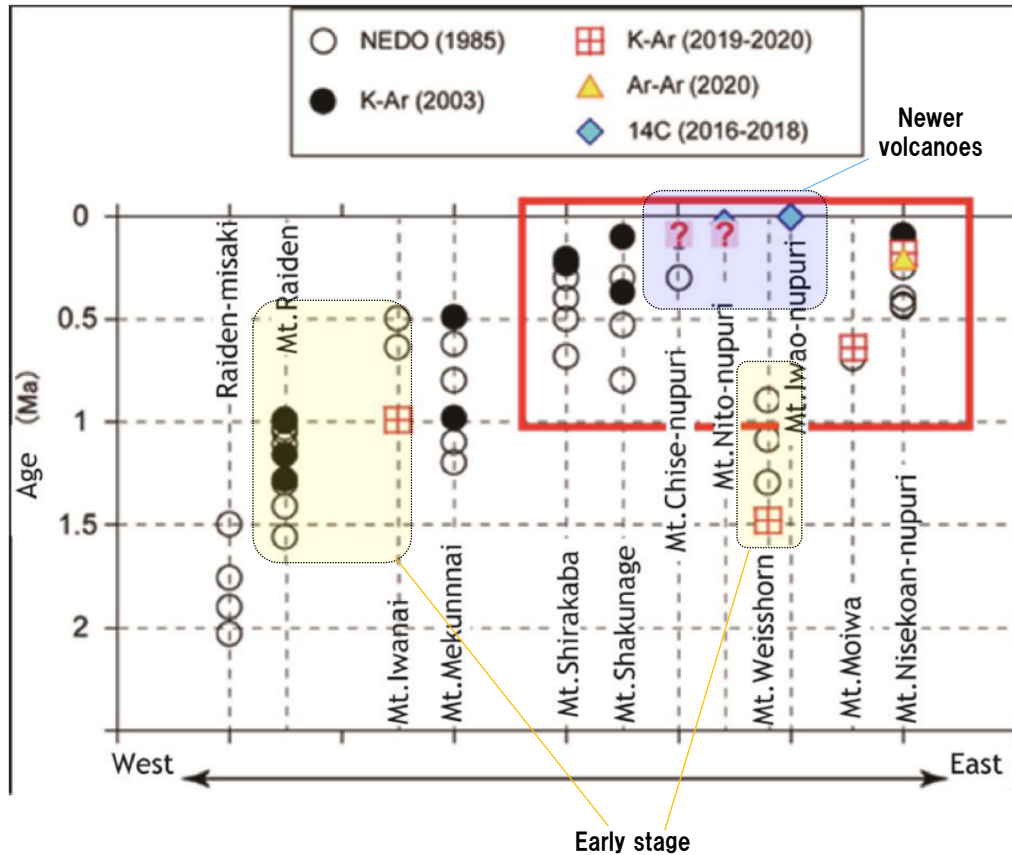
火山群	火山体	活動時期
古期火山群	雷電火山	$2.03 \pm 0.28\text{Ma} - 0.99 \pm 0.12\text{Ma}$
	目国内岳火山	$1.2 \pm 0.2\text{Ma} - 0.62 \pm 0.06\text{Ma}$
	岩内岳火山	$0.64 \pm 0.13\text{Ma} - 0.5 \pm 0.2\text{Ma}$
	ワイスホルン火山	$1.3 \pm 0.4\text{Ma} - 0.9 \pm 0.3\text{Ma}$
中期火山群	白樺岳火山	$0.68 \pm 0.04\text{Ma} - 0.3 \pm 0.2\text{Ma}$
	シャクナゲ岳火山	$0.8 \pm 0.05\text{Ma} - 0.30 \pm 0.03\text{Ma}$
	ニセコアンヌプリ火山	$0.69 \pm 0.35\text{Ma} - 0.25 \pm 0.13\text{Ma}$
新期火山群	チセヌプリ火山	$0.3 \pm 0.2\text{Ma} - <0.2\text{Ma}$
	ニトヌプリ火山	$<0.2\text{Ma}$
	イワオヌプリ火山	$<0.2\text{Ma}$

ニセコ・雷電火山群の活動時期に関する文献 (Oka et al., 2023)

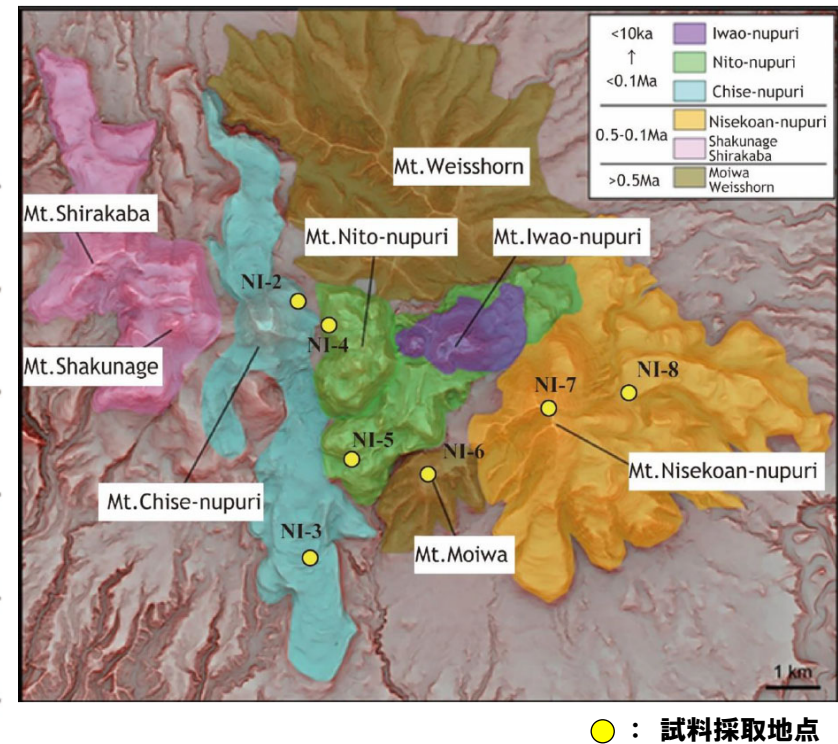
一部修正 (R5/7/7審査会合)

【Oka et al. (2023)】

- ワイスホルン・岩内岳・モイワ山・チセヌプリ・ニトヌプリ・イワオヌプリの各火山については、新たに年代測定を実施したとされている。
- 年代測定の結果、岩石の年代はそれぞれ、雷電山・ワイスホルン・岩内岳が>0.5Ma, 白樺山・シャクナゲ岳・ニセコアンヌプリが0.5~0.1Ma, イワオヌプリ・チセヌプリ・ニトヌプリが<0.1Ma~<10kaとされている。
- 活動年代を基に、雷電山・ワイスホルン・岩内岳をearly stage, チセヌプリ・ニトヌプリ・イワオヌプリをnewer volcanoesと呼称されている。



ニセコ・雷電火山群における火山活動の時間的・空間的变化 (Oka et al. (2023) に加筆)



ニセコ火山群における過去1Maの火山活動分布 (Oka et al. (2023) に加筆)

- (1) 中野俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝広・岸本清行編 (2013) :日本の火山 (第3版), 200 万の1地質編集図, No.11, 産業技術総合研究所 地質調査総合センター.
- (2) 西来邦章・伊藤順一・上野龍之編 (2012, 2015) :第四紀火山岩体・貫入岩体データベース.
- (3) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2022) :大規模噴火データベース, 産総研地質調査総合センター.
- (4) 第四紀火山カタログ委員会編 (2000) :日本の第四紀火山カタログ, 日本火山学会.
- (5) 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], 東京大学出版会.
- (6) Uesawa, S., Toshida, K., Takeuchi, S., and Miura, D. (2022) :Creating a digital database of tephra fallout distribution and frequency in Japan, *Journal of Applied Volcanology*, 11, 14. (TephraDB_Prototype_ver1.2)
- (7) 中川光弘・後藤芳彦・新井計雄・和田恵治・板谷徹丸 (1993) :中部北海道, 滝川地域の中新世-鮮新世玄武岩のK-Ar年代と主成分化学組成: 東北日本弧-千島弧, 島弧会合部の玄武岩単成火山群, 岩鉱, 第88巻, 第8号, pp.390-401.
- (8) 佐川 昭・松井和典・山口昇一 (1988) :北海道イルムケップ火山音江山溶岩のK-Ar年代と古地磁気, 地質調査所月報, 第39巻, 第6号, pp.423-428.
- (9) 八木健三・柴田賢・蟹沢聡史 (1987) :北海道西部の暑寒別岳地域火山岩類のK-Ar年代, 日本火山学会講演予稿集, 2, p.38.
- (10) 広瀬亘・岩崎深雪・中川光弘 (2000) :北海道中央部~西部の新第三紀火成活動の変遷: K-Ar年代, 火山活動様式および全岩化学組成から見た東北日本弧北端の島弧火成活動の変遷, 地質学雑誌, 第106巻, 第2号, pp.120-135.
- (11) 重野聖之・垣原康之・岡村 聡・青柳大介 (2007) :”3 年代測定の結果”, 札幌市大型動物化石総合調査報告書~サツポロカイギュウとその時代の解明~, 札幌市博物館活動センター編, 札幌市, pp.49-51.
- (12) Watanabe, Y. (1990) :Pliocene to Pliocene volcanism and related vein-type mineralization in Sapporo-Iwanai district, southwest Hokkaido, Japan, *Mining Geology*, 40 (5), pp.289-298.
- (13) 横山 光・八幡正弘・岡村 聡・西戸裕嗣 (2003) :西南北海道, 赤井川カルデラの火山層序とカルデラ形成史, 岩石鉱物科学, 第32巻, 第2号, pp.80-95.
- (14) 山元孝広 (2014) :日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図, 地質調査総合センター研究資料集, No.613, 産総研地質調査総合センター.
- (15) 金田泰明・後藤義瑛・西野佑紀・宝田晋治・下司信夫 (2020) :支笏・洞爺・濁川・大山火山の大規模噴火の前駆活動と噴火推移, 産総研地質調査総合センター研究資料集, No. 699, 産総研地質調査総合センター, 75p.
- (16) Amma-Miyasaka, M., Miura, D., Nakagawa, M., Uesawa, S., Furukawa, R. (2020) :Stratigraphy and chronology of silicic tephra in the Shikotsu-Toya Volcanic Field, Japan: Evidence of a Late Pleistocene ignimbrite flare-up in SW Hokkaido, *Quaternary International*, 562, pp.58-75.
- (17) 宝田晋治・中川光弘・宮坂瑞穂・山元孝広・山崎 雅・金田泰明・下司信夫 (2022) :支笏カルデラ支笏火砕流堆積物分布図, 大規模火砕流分布図, no. 2, 産総研地質調査総合センター, 34p.
- (18) 春日井昭・石橋敦子・大貫康行・柏原信・鈴木久恵・田中秀樹・松田紘一 (1974) :恵庭火山の降下軽石層-分布と層準についての改定-, 地球科学, 28巻, 4号, pp.115-127.

- (19) 山縣耕太郎 (1994) : 支笏およびクッタラ火山のテフロクロロジー, 地学雑誌, 第103巻, 第3号, pp.268-285.
- (20) 産業技術総合研究所編 (2003) : 20万分の1数値地質図幅集「北海道南部」.
- (21) 山元孝広 (2016) : 支笏カルデラ形成噴火のマグマ体積, 地質調査総合センター研究資料集, No.632, 産総研地質調査総合センター.
- (22) 井上 隆・関根達夫・岡村聡・小田桐 亮・嵯峨山 積 (2022) : 北海道倶知安町高砂の法面に現れた古倶知安湖堆積物, 総合地質, 6-1, pp.47-56.
- (23) 嵯峨山積・星野フサ・井島行夫・近藤玲介・関根達夫・小田桐亮・宮入陽介・横山祐典 (2021) : 古倶知安湖の検証—その2—: 北海道倶知安町の上部更新統真狩別層の¹⁴C年代値, 火山灰, 花粉および珪藻の分析, 総合地質, 5-1, pp.71-80.
- (24) Uesawa, S., Nakagawa, M., Umetsu, A. (2016) : Explosive eruptive activity and temporal magmatic changes at Yotei volcano during the last 50,000 years, southwest Hokkaido, Japan, J. Volcanol. Geotherm. Res. 325, 27-44.
- (25) Nakagawa, M., Miura, D., Uesawa, S., Amma-Miyasaka. (2016) : IWCC 6 Excursion Guide Book CALDERAS AND ACTIVE VOLCANOES IN SOUTHWESTERN HOKKAIDO, JAPAN, IWCC 6 Hokkaido Japan 2016.
- (26) 嵯峨山積・関根達夫・星野フサ (2020) : 古倶知安湖の検証: 北海道倶知安町の後期更新世堆積物の微化石分析, 総合地質, 4-1, pp.1-7.
- (27) Goto, Y., Suzuki, K., Shinya, T., Yamauchi, A., Miyoshi, M., Danhara, T., Tomiya, A. (2018) : Stratigraphy and lithofacies of the Toya ignimbrite in southwestern Hokkaido, Japan: Insights into the caldera-forming eruption at Toya caldera, Journal of Geography, 127 (2), 191-227.
- (28) 町田洋・新井房夫・宮内崇裕・奥村晃史 (1987) : 北日本を広くおおう洞爺火山灰. 第四紀研究, 26, 2, pp.129-145.
- (29) 山縣耕太郎・町田 洋 (1996) : 北海道伊達における洞爺テフラとその上位の諸テフラ, 第四紀露頭集—日本のテフラ, 日本第四紀学会, 50.
- (30) 古川竜太・中川光弘 (2010) : 樽前火山地質図, 地質調査総合センター.
- (31) 山口昇一・五十嵐昭明・千葉義明・斉藤清次・西村 進 (1978) : 北海道有珠郡北湯沢地熱地域の熱水変質帯, 地質調査所報告, No.259, pp.43-84.
- (32) Nakagawa, M. (1992) : Spatial variation in chemical composition of Pliocene and quaternary volcanic rocks in southwestern Hokkaido, northeastern Japan arc, Jour. Fac. Sci, Hokkaido Univ. Ser.4, 23 (2), pp.175-197.
- (33) 森泉美穂子 (1998) : クッタラ火山群の火山発達史, 火山, 第43巻, 第3号, pp.95-111.
- (34) Miura, D., Yoshinaka, K., Takeuchi, S., Uesawa, S. (2022) : Proximal deposits of the Kuttara-Hayakita tephra at Kuttara caldera volcano, northern Japan: A record of precursor volcanism, Bull. Volcanol. Soc. Japan, 67 (3), 273-294.
- (35) 後藤芳彦・佐々木央岳・鳥口能誠・畠山 信 (2013) : 北海道クッタラ(登別)火山の噴火史, 日本火山学会講演予稿集, p.129.
- (36) Goto, Y., Toriguchi, Y., Sasaki, H. and Hatakeyama, A. (2015) : Multiple Vent-forming Phreatic Eruptions after AD 1663 in the Noboribetsu Geothermal Field, Kuttara Volcano, Hokkaido, Japan, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Vol. 60, No. 2, pp. 241-249.
- (37) 兼岡一郎・井田喜明編 (1997) : 火山とマグマ, 東京大学出版会.

- (38) 太田良平 (1956) : 5万分の1地質図幅説明書「虻田」, 地質調査所, p.76.
- (39) 土居繁雄・松井公平・藤原哲夫 (1958) : 5万分の1地質図幅説明書「豊浦」, 北海道開発庁, p.40.
- (40) 北海道立地質研究所 (2003) : 有珠山火山活動災害復興支援土地条件等調査報告, 北海道立地質研究所, p.196.
- (41) 李仁雨 (1993) : 洞爺カルデラ火砕噴火の噴出物: 全岩化学組成の特徴, 日本火山学会講演予稿集, p.87.
- (42) Lee, IW. (1996) : Formation of Toya Caldera, Southwest Hokkaido, Japan, 神戸大学博士論文.
- (43) 鷹澤好博・臼井理沙・田中瞳・東剛 (2007) : SAR法による洞爺火砕流堆積物の赤色熱ルミネセンス年代測定, 地質学雑誌, 第113, pp.470-478.
- (44) Sanjo, R., and Sugai, T (2023) : Post-caldera boundary fault reactivation by regional tectonic stress at Akaigawa Caldera (Hokkaido, Japan), *Geomorphology*, Volume 440, 2023, 108866, ISSN 0169-555X.
- (45) 産業技術総合研究所 (2021) : 令和2年度原子力規制庁委託成果報告書 巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究.
- (46) 後藤芳彦・孫入匠・檀原徹・東宮昭彦 (2021) : 北海道洞爺カルデラ地域における先カルデラ期の火砕流堆積物の発見: 立香火砕流堆積物, 日本火山学会講演予稿集, p.49.
- (47) 東宮明彦・宮城磯治 (2020) : 洞爺噴火の年代値, *火山*, 第65巻, 第1号, pp.13-18.
- (48) Marsden, R.C., Daniš i k, M., Ito, H., Kirkland, C.L., Evans, N.J., Miura, D., Friedrichs, B., Schmitt, A.K., Uesawa, S., Daggitt, M.L. (2021) : Considerations for double-dating zircon in secular disequilibrium with protracted crystallisation histories, *Chemical Geology*, 581, 120408.
- (49) Miyabuchi, Y., Okuno, M., Torii, M., Yoshimoto, M., Kobayashi, T. (2014) : Tephrostratigraphy and eruptive history of post-caldera stage of Toya Volcano, Hokkaido, northern Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 281, 34-52.
- (50) 産業技術総合研究所 (2022) : 令和3年度原子力規制庁委託成果報告書 巨大噴火プロセス等の知見整備に係る研究.
- (51) 曾屋龍典・勝井義雄・新井田清信・堺幾久子・東宮昭彦 (2007) : 有珠山地質図 (第2版), 地質調査総合センター.
- (52) Nakagawa, M., Matsumoto, A., Yoshizawa, M. (2022) : Re-investigation of the sector collapse timing of Usu volcano, Japan, inferred from reworked ash deposits caused by debris avalanche, *Front. Earth Sci.*, 10: 967043.
- (53) 藤根 久・遠藤邦彦・鈴木正章・吉本充宏・鈴木 茂・中村賢太郎・伊藤 茂・山形秀樹・Lomtadze Zaur・横田彰宏・千葉達朗・小杉 康 (2016) : 有珠山善光寺岩屑なだれの発生年代の再検討-有珠南麓の過去2万年間の環境変遷との関連で-, 第四紀研究, 第55巻, 第6号, pp.253-270.
- (54) Goto, Y., Danhara, T., Tomiya, A. (2019) : Catastrophic sector collapse at Usu volcano, Hokkaido, Japan: failure of a young edifice built on soft substratum, *Bull Volcanol*, 81: 37.
- (55) 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.
- (56) Goto, Y., Miyoshi, M., Danhara, T., Tomiya, A. (2020) : Evolution of the Quaternary silicic volcanic complex of Shiribetsu, Hokkaido, Japan: an example of ignimbrite shield volcanoes in an island arc setting, *International Journal of Earth Sciences*, 109, pp.2619-2642.

- (57) 中川光弘・上澤真平・坪井宏太 (2011): 南西北海道, 尻別火山起源の喜茂別火砕流と洞爺火砕流の偽層序関係, 日本火山学会講演予稿集, p.66.
- (58) 江草匡倫・中川光弘・藤田豪平 (2003): 西西北海道, 羊蹄火山の活動史: 埋積された古羊蹄火山の発見と噴出率の時間変化, 日本火山学会講演予稿集, p.57.
- (59) 上澤真平・中川光弘・江草匡倫 (2011): 南西北海道, 羊蹄火山の完新世噴火史の再検討, 火山, 第56巻, 第2・3合併号, pp.51-63.
- (60) 佐藤博之 (1969): 最近測定された北海道の火山活動に関する ^{14}C 年代測定, 地質ニュース, 178, pp.30-35.
- (61) 柏原 信 (1970): 野幌丘陵南部における低位段丘堆積物の ^{14}C 年代-日本の第四紀層の ^{14}C 年代(58)-, 地球科学, 第24巻, 第4号, pp.149-150.
- (62) 佐々木竜男・片山雅弘・富岡悦郎・佐々木清一・矢沢正士・山田忍・矢野義治・北川芳男 (1971): 北海道における腐植質火山灰の編年に関する研究, 第四紀研究, 第10巻, 第3号, pp.117-123.
- (63) 大貫康行・井島行夫・春日井昭・佐藤博明 (1977): „N, US-C“降下軽石層の ^{14}C 年代-羊蹄火山のテフラとの層位関係について(115)-, 地球科学, 第31巻, 第2号, pp.87-89.
- (64) 小疇尚・野上道男・小野有五・平川一臣編 (2003): 日本の地形2 北海道, 東京大学出版会.
- (65) 日本地質学会編 (2010): 日本地方地質誌1 北海道地方, 朝倉書店.
- (66) 松尾良子・中川光弘 (2017): 北海道南西部ニセコ火山群, イワオヌプリ火山の形成史と活動年代, 日本地球惑星科学連合2017年大会講演要旨, SVC50-P13.
- (67) Oka, D., Tamura, M., Mogi, T., Nakagawa, M., Takahashi, H., Ohzono, M., and Ichiyanagi, M. (2023): Conceptual model of supercritical geothermal system in Shiribeshi Region, Hokkaido, Japan, Geothermics, 108, 102617.
- (68) 新エネルギー総合開発機構 (1987a): 昭和61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) 地熱調査成果図集.
- (69) 佐々木龍男 (1975): イワオヌプリ火山放出物(火山灰), 北海道農試農芸化学部試験研究成績書, pp.37-40.
- (70) 久保和也・柴田 賢・石田正夫 (1988): 西西北海道, 長万部地域の新第三紀火山岩類のK-Ar年代, 地質学雑誌, 第94巻, 第10号, pp.789-792.
- (71) Kaneoka, I., Yamagishi, H. and Yahata, M. (1987): K-Ar Ages of the neogene submarine volcanic rocks and overlying quaternary subaerial lavas from the Mt. Karibayama area, southwest Hokkaido, Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser.2, Vol.32, No.4, pp.329-333.
- (72) 第四紀火山カタログ委員会編 (1999): 日本の第四紀火山カタログ, 日本火山学会.
- (73) 山岸宏光・黒沢邦彦 (1987): 5万分の1地質図幅説明書「原歌および狩場山」, 北海道立地下資源調査所.
- (74) 玉生志郎 (1978): ガラスによるフィッション・トラック年代測定, 日本地質学会学術大会講演要旨, 85, p.288.
- (75) 鷹澤好博 (1992): 西西北海道渡島半島の新第三系層序と古地理, 地質学論集, 37, pp.11-23.
- (76) 新エネルギー総合開発機構 (1994): 地熱開発促進調査報告書No.33, 奥尻地域.

- (77) 鹿野和彦・吉村洋平・石山大三・Geoffrey J. Orton・大口健志 (2006) : 北海道奥尻島, 勝潤山火山の噴出物と構造, 火山, 第51巻, 第4号, pp.211-229.
- (78) 能條 歩・都郷義寛・鈴木明彦・嶋田智恵子・板木拓也 (1997) : 西南北海道日本海熊石-乙部地域の鮮新統~更新統の堆積年代, 地球科学, 第51巻, 第3号, pp.245-250.
- (79) 新エネルギー総合開発機構 (1999) : 地熱開発促進調査報告書No.B-3, 熊石地域.
- (80) 新エネルギー総合開発機構 (1990) : 地熱開発促進調査報告書No.19, 八雲地域.
- (81) 金田泰明・長谷川健 (2022) : 北海道南西部, 濁川火山におけるカルデラ形成期~後カルデラ期の噴出物層序及び噴火推移, 火山, 第67巻, 第1号, pp.1-19.
- (82) 五十嵐昭明・佐藤 浩・井手俊夫・西村 進・角 清愛 (1978) : 北海道茅部郡濁川地熱地域の熱水変質帯, 地質調査所報告, No.259, pp.85-180.
- (83) 柳井清治・鷹澤好博・古森康晴 (1992) : 最終氷期末期に噴出した濁川テフラの層序と分布, 地質学雑誌, 第98巻, 第2号, pp.125-136.
- (84) 黒墨秀行・土井宣夫 (2003) : 濁川カルデラの内部構造, 火山, 第48巻, 第3号, pp.259-274.
- (85) 松下勝秀・鈴木 守・高橋功二 (1973) : 5万分の1地質図幅説明書「濁川」, 北海道立地下資源調査所.
- (86) 中川光弘・野上健治・石塚吉浩・吉本充宏・高橋良・石井英一・江草匡倫・宮村淳一・志賀透・岡崎紀俊・石丸聡 (2001) : 北海道駒ヶ岳, 2000年の小噴火とその意義 : 噴出物と火山灰付着性成分の時間変化から見たマグマ活動活発化の証拠, 火山, 46巻, 6号, pp.295-304.
- (87) 高田倫義・中川光弘 (2016) : 南西北海道, 横津火山群の地質と岩石: 150 万年間の活動様式とマグマ化学組成の時間変遷, 日本地質学会第123年学術大会講演要旨, R3-0-2.
- (88) 新エネルギー総合開発機構 (1988) : 地熱開発促進調査報告書No.13, 南茅部地域.
- (89) 三谷勝利・鈴木 守・松下勝秀・国府谷盛明 (1966) : 5万分の1地質図幅説明書「大沼公園」, 北海道立地下資源調査所.
- (90) 藤原哲夫・国府谷盛明 (1969) : 5万分の1地質図幅説明書「恵山」, 北海道立地下資源調査所.
- (91) 三浦大助・古川竜太・荒井健一 (2022) : 恵山火山地質図, 地質調査総合センター.
- (92) 山縣耕太郎・町田 洋・新井房夫 (1989) : 銭亀-女那川テフラ: 津軽海峡函館沖から噴出した後期更新世のテフラ, 地理学評論 Ser.A, 第62巻, 第3号, pp.195-207.
- (93) Tsuchiya, N., Ishii, J., Yamazaki, T., Shuto, K. (1989) : A newly discovered Quaternary volcano from northeast Japan Sea : K-Ar age of andesite dredged from the Shiribeshi Seamount, Jour. Min. Petr. Econ. Geol., 84, 391-397.
- (94) 国土地理院 (2019) : 1:500,000デジタル標高地形図北海道I, 技術資料D1-No.1053.
- (95) 片山肇・井内美郎・池原研 (2012) : 積丹半島付近表層堆積図, 海洋地質図, 76 (CD), 産総研地質調査総合センター.
- (96) 早川由紀夫 (1991) : 火山で発生する流れとその堆積物-火砕流・サージ・ラハール・岩なだれ, 火山, 36, 3, pp.357-370.
- (97) 石田正夫・三村弘二・広島俊男 (1991) : 20万分の1地質図幅「岩内」, 通商産業省工業技術院地質調査所.
- (98) 小野有五・斎藤海三郎 (2019) : 北海道西部, 岩内平野の地形発達史, 活断層研究, 51, pp.27-52.

- (99) 青木かおり・町田洋 (2006) : 日本に分布する第四紀後期広域テフラの主元素組成, 地質調査研究報告, 第57巻, 第7/8号, pp.239-258.
- (100) 新エネルギー総合開発機構 (1987b) : 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.
- (101) 池原研・片山肇・中嶋健 (1996) : 日本海中部一南東部から採取された柱状試料の加速器質量分析法による炭素14年代, 地質調査所月報 第47巻, 第6号, pp.309-316.
- (102) Nakajima, J., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2001) : Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, Journal of geophysical research, Vol.106, No.B10, pp.21843-21857.
- (103) 中道治久 (2022) : 火山における 3 次元地震波速度トモグラフィ実践法, 火山, 第67巻, 第2号, pp.207-220.
- (104) Kita, S., Nakajima, J., Hasegawa, A., Okada, T., Katsumata, K., Asano, Y. and Kimura, T. (2014) : Detailed seismic attenuation structure beneath Hokkaido, northeastern Japan: Arc-arc collision process, arc magmatism, and seismotectonics, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, pp.6486-6511.
- (105) Ueda, H., Ohtake, M., and Sato, H. (2003) : Postseismic crustal deformation following the 1993 Hokkaido Nanseioki earthquake, northern Japan: Evidence for a low-viscosity zone in the uppermost mantle, Journal of geophysical research, Vol.108, No.B3, 2151.
- (106) 村上亮・小沢慎三郎・西村卓也・多田堯 (2001) : 2000年有珠山噴火にともなうマグマモデルGPS連続観測を主とする地殻変動データによる推定, 国土地理院時報, 2001 No.95, 99-105.
- (107) Itoh, Y., Nishimura, T., Ariyoshi, K., & Matsumoto, H. (2019) . Interplate slip following the 2003 Tokachi-oki earthquake from ocean bottom pressure gauge and land GNSS data, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 124, 4205-4230.
- (108) Suito, H. (2018) : Current Status of Postseismic Deformation Following the 2011 Tohoku-Oki Earthquake, Journal of Disaster Research Vol.13 No.3, 2018, pp.503-510.
- (109) Kobayashi, T., Hayashi, K. & Yurai, H. (2019) : Geodetically estimated location and geometry of the fault plane involved in the 2018 Hokkaido Eastern Iwate earthquake. Earth Planets Space 71, 62.
- (110) 大場与志男 (1960) : ニセコ火山群の岩石について, 地質学雑誌, 第66巻, 第783号, pp.788-799.
- (111) 日本地質学会編 (2010) : 日本地方地質誌1 北海道地方, 朝倉書店.
- (WEB)
- (112) 産業技術総合研究所 日本の火山データベース: <https://gbank.gsj.jp/volcano/>
- (113) 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2020) 20万分の1日本火山図 (ver. 1.0d), 産総研地質調査総合センター: <https://gbank.gsj.jp/volcano/vmap/>
- (114) Uesawa, S. (2023) : TephraDB_Prototype_ver1.3 (1.3) [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7857457>