

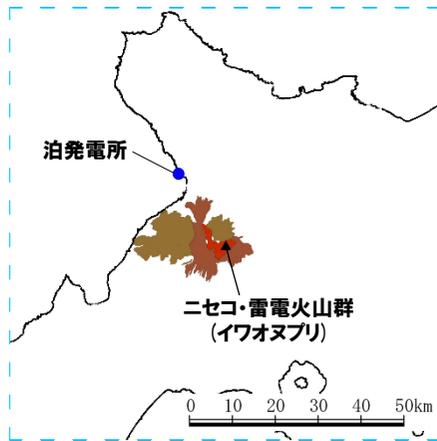
1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.108
2.1 文献調査	P.109
2.2 地形調査	P.118
2.3 地質調査	P.122
2.3.1 幌似周辺露頭①における調査結果	P.130
2.3.2 老古美地点②における調査結果	P.138
2.3.3 幌似露頭1における調査結果	P.142
2.3.4 梨野舞納露頭における調査結果	P.236
2.3.5 敷地における調査結果	P.242
2.4 火山学的調査	P.290
3. 洞爺カルデラ及び支笏カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.304
3.1 洞爺火砕流	P.306
3.2 支笏火砕流	P.316
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.325
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.338
5.1 始良カルデラ	P.339
5.2 阿蘇カルデラ	P.344
5.3 倶多楽・登別火山群	P.348
6. 降下火砕物シミュレーション	P.392
参考文献	P.397

4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

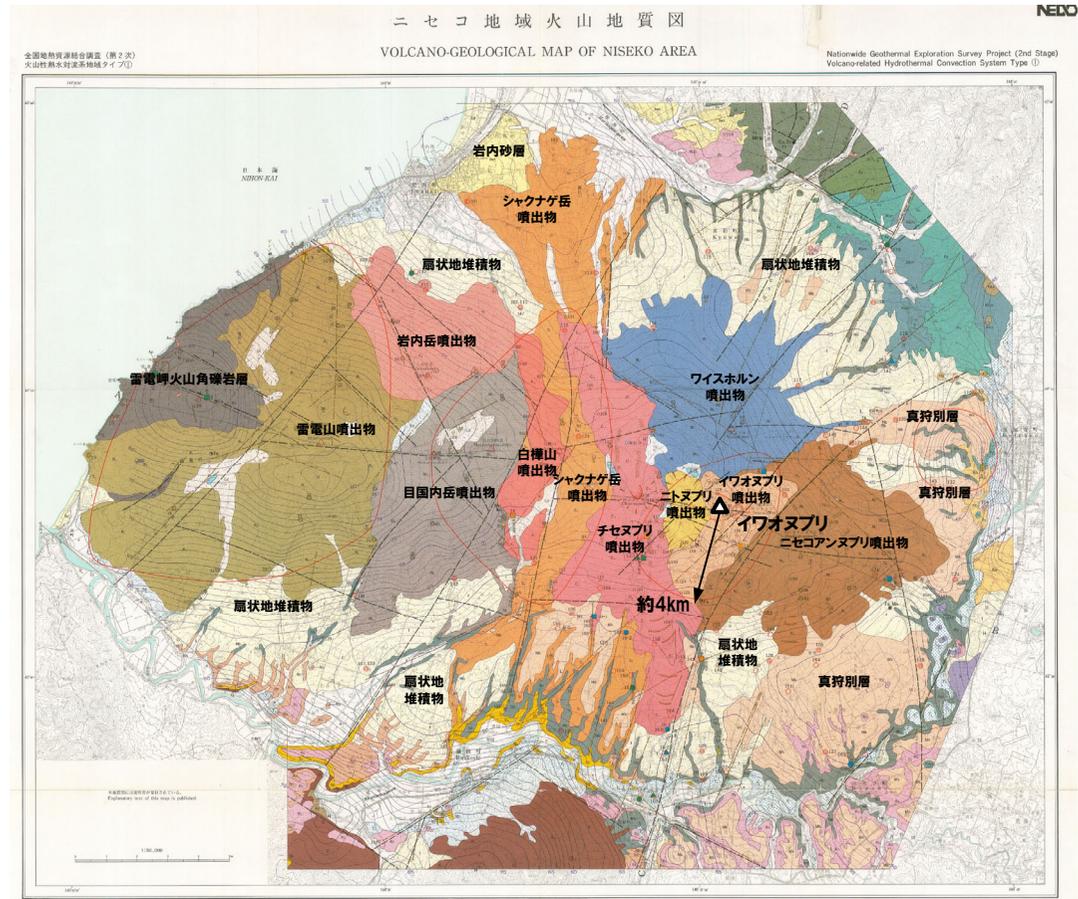
【評価結果】(1/12)

一部修正 (R6/2/16審査会合)

- ニセコ・雷電火山群の火砕流を含む火山噴出物は、下図及びP329左図のとおり分布するとされており、そのうち、敷地近傍に認められるものは、新エネルギー総合開発機構(1987a)において「シャクナゲ岳噴出物」とされているものである。
- 当該堆積物は、石田ほか(1991)で火砕流堆積物とされており、当社地質調査においても、火砕流堆積物及び火山麓扇状地堆積物が認められている。
- なお、当社は当該堆積物を「ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)」と呼称している。
- 敷地近傍に火砕流堆積物が認められることから、当該堆積物の分布状況の確認、最大到達距離等から敷地への到達可能性を評価した。



凡例
 ■ : 火山岩 (後期更新世, 中間質)
 ■ : 火山岩 (中期更新世, 中間質)
 ■ : 火山岩 (前期更新世後半, 中間質)



(次頁へ続く)

ニセコ・雷電火山群の火山噴出物の分布範囲
 (新エネルギー総合開発機構(1987a)に加筆, 凡例はP77参照)

【評価結果】(2/12)

一部修正 (R6/2/16審査会合)

 (前頁からの続き)

【文献調査 (P329参照)】

〔分布状況〕

○石田ほか(1991)に示される火砕流堆積物の分布は、敷地近傍に示されているが、火山麓地形に位置しており、堀株川を越えた北側には認められない。

〔最大到達距離〕

○同文献に示される火砕流堆積物の最大到達距離は、約11.3kmである。

【地質調査】

○敷地に到達した可能性評価の検討に用いた当社地質調査結果を次頁表に示し、当社火山地質図に示すニセコ火山噴出物の分布範囲において、西側(給源から敷地方向)、中央及び東側の3つの範囲で地質調査結果に基づきそれぞれ作成した断面図及び断面図を用いた評価結果をP332～P337に示す(露頭調査及びボーリング調査結果の詳細は、2.3.2章及びR6.2.16審査会合補足説明資料4章参照)(断面図作成位置の選定の考え方はP331参照)。

〔分布状況〕

(給源から敷地方向)

○老古美周辺においては、同文献に示される火砕流堆積物の分布範囲に、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の分布が認められる。

○本火砕流堆積物は、洞爺火山灰(Toya)の下位の層準であり、フィッシュトラック法年代測定値 $0.19 \pm 0.02\text{Ma}$ を得ている。

○当社地質調査におけるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の最大到達地点はH29岩内-5地点(給源からの距離:約10.6km, 層厚:約0.2m)である。

○最大到達地点を越えた当社地質調査地点においては、以下を確認している。

・本火砕流堆積物の噴出年代を踏まえると、第四系下部～中部更新統岩内層の上位及びMm1段丘堆積物(MIS5e)の下位に、本火砕流堆積物が認められる可能性が考えられるが、そのような状況は認められない

○また、敷地の北側においても、以下を確認している。

・本火砕流堆積物の噴出年代より古いHm3段丘堆積物の上位に、本火砕流堆積物が認められる可能性が考えられるが、そのような状況は認められない

(給源から敷地方向以外)

○中央の範囲においては、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が分布していると考えられる。

○東側の範囲のうち、北東部においては、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)は分布しない。

〔最大到達距離〕

○ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の最大到達距離は、中央の範囲における約11.8kmである。

 (P330へ続く)

【評価結果】(3/12)

一部修正 (R6/2/16審査会合)

敷地に到達した可能性評価の検討に用いた地質調査結果

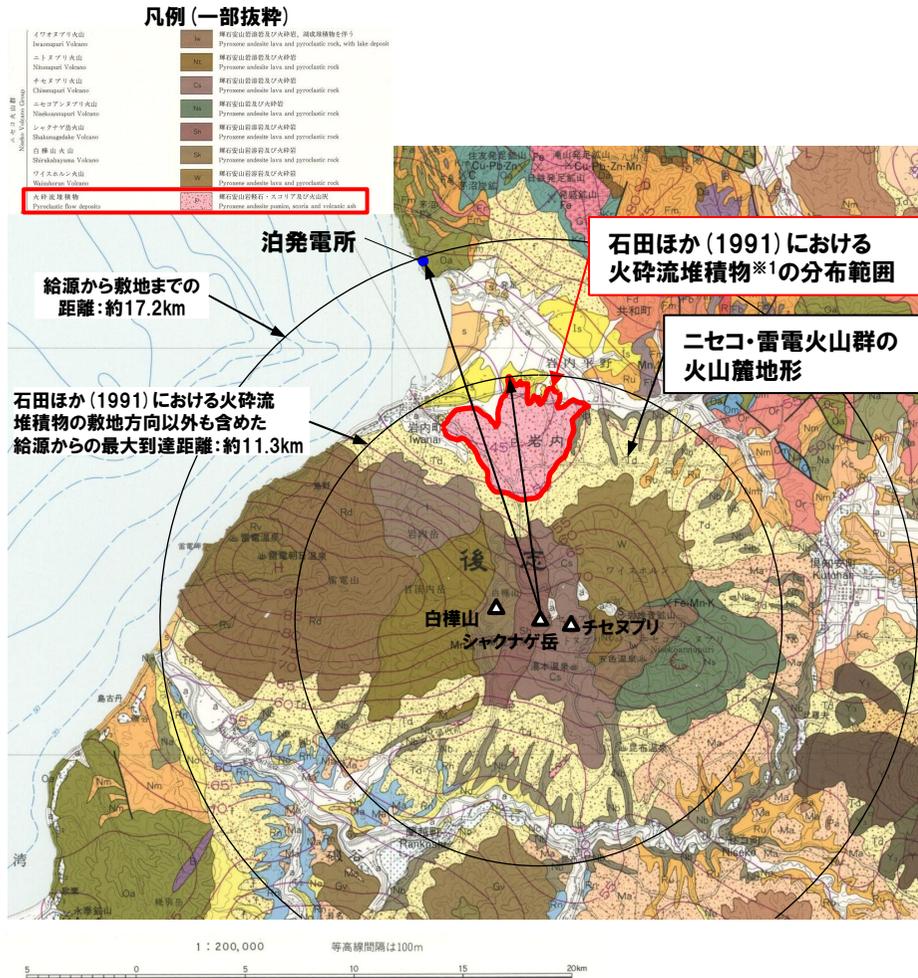
	調査範囲	調査地点	給源(シャクナゲ岳と仮定※1)からの距離(km)	敷地からの距離(km)	ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)	
					分布状況	層厚
給源から敷地方向	老古美周辺	老古美地点②	約8.0	約9※2	有	3m以上
		Loc.3	約8.6	約9※2	有	15m以上※4
		Loc.4	約8.6	約9※2	有	
		H29岩内-6地点	10.0	7.2	有	
		H29岩内-1地点	10.1	7.1	有	約21.6m
		H29岩内-5地点	10.6	6.5	有	約0.2m
	岩内台地	H29岩内-4地点	11.7	5.6	無	—
		H29岩内-3地点	12.2	5.1	無	—
	積丹半島西岸(敷地の北側)	茶津-2地点	17.9	—※3	無	—
		茶津-4地点	18.0	—※3	無	—
給源から敷地方向以外	幌似周辺	B-3地点	10.3	9.6	無	—
		B-7地点	9.8	9.7	無	—
		C-1地点	9.1	7.9	無	—

- ※1 老古美周辺において確認されるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)は、普通角閃石を含有することから、ニセコ・雷電火山群のうち、新エネルギー総合開発機構(1986,1987a)の第2～3期の活動による噴出物と推定され、老古美との位置関係、地形状況等より、白樺山、シャクナゲ岳及びチセヌプリのいずれかが給源と推定される。この給源と推定される3火山(白樺山、シャクナゲ岳及びチセヌプリ)はいずれも近接していることを踏まえ、給源は、3火山の中央に位置するシャクナゲ岳と仮定した。
- ※2 老古美地点②、Loc.3及びLoc.4については、露頭調査地点のため、おおよその距離を示す。
- ※3 敷地の北側に位置していることから、敷地からの距離は算出していない。
- ※4 Loc.3及びLoc.4は同一露頭であり、露頭下部をLoc.3、露頭上部をLoc.4としていることから、それぞれで認められるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の層厚(Loc.3:>7m、Loc.4:>8m)を合わせて示している。

4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

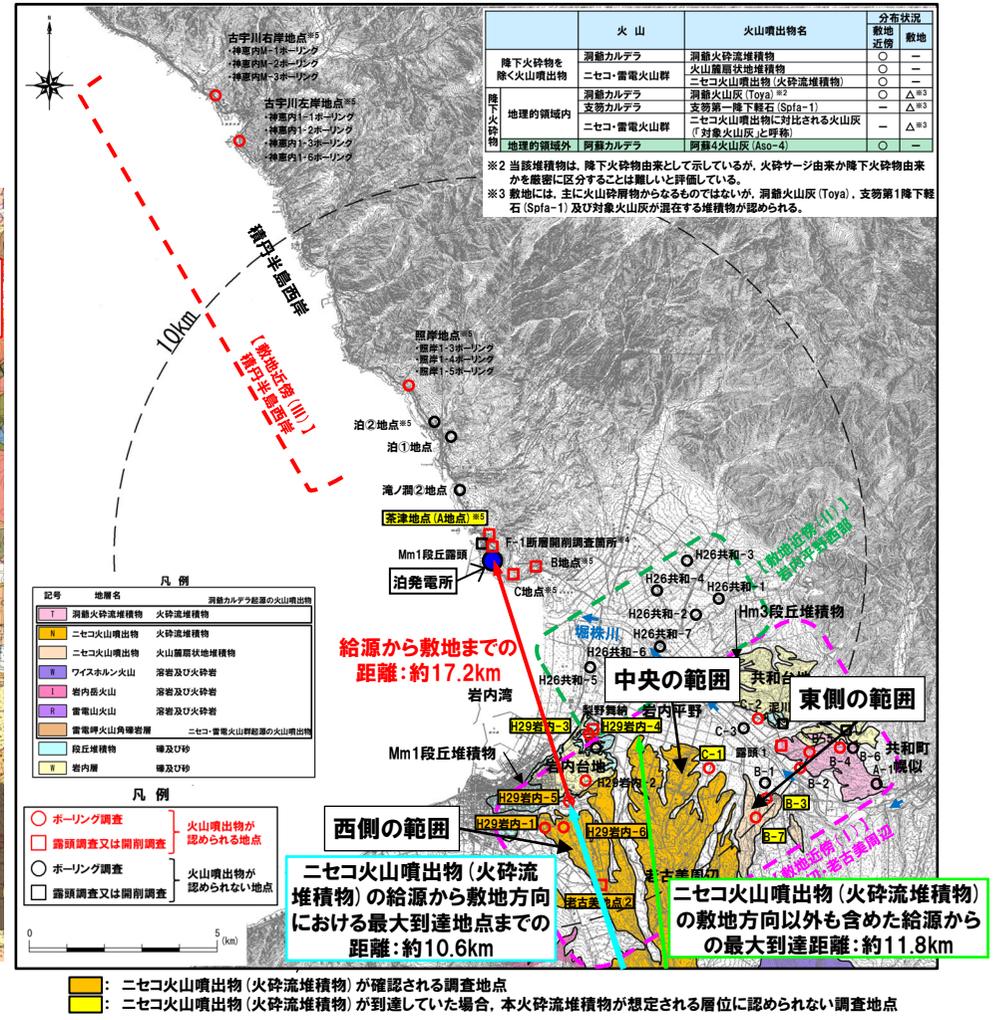
【評価結果】(4/12)

一部修正 (R6/2/16審査会合)



*1 当社が老古美周辺において確認した「ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)」と呼称しているものに該当する。

ニセコ・雷電火山群周辺の地質図(石田ほか(1991)に加筆)

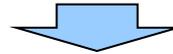


*4 当該地点は、敷地造成に伴う改変により消失していることから、当該地点の陸成層中の火山灰等と記載されている堆積物については、敷地及び敷地近傍の地質調査結果を踏まえた解釈を行っている。
 *5 複数のボーリング又は開削調査を実施している地点。

【評価結果】(5/12)

一部修正 (R6/2/16審査会合)

(P327からの続き)



○敷地近傍に認められるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性を検討した結果、以下の状況が認められることから、当該堆積物は敷地に到達していないと判断される。

(給源から敷地方向)

- ・西側の範囲においては、当社地質調査(H29岩内-1ボーリング等)の結果、石田ほか(1991)に示される火砕流堆積物の分布範囲に、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の分布が認められる
- ・H29岩内-5ボーリングは、給源側において近接するH29岩内-1及びH29岩内-6ボーリングにおいて認められる層厚に比べ、約0.2mと薄い
- ・当社地質調査における最大到達地点は、H29岩内-5ボーリング(給源からの距離:約10.6km)であり、同文献における火砕流堆積物分布範囲の縁辺部に位置し、これらは整合的である
- ・これらのことから、H29岩内-5ボーリング地点付近が、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の末端部であると判断される
- ・更に最大到達地点を越えた当社地質調査地点においては、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が到達していた場合に想定される層位に当該堆積物は認められない

(給源から敷地方向以外)

- ・中央の範囲においては、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が到達していると考えられる位置と石田ほか(1991)における火砕流堆積物の到達位置は、概ね整合的である
- ・東側の範囲のうち、北東部においては、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)は分布しない

(全方向)

- ・石田ほか(1991)に示される火砕流堆積物及びニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の最大到達距離は、それぞれ中央の範囲における約11.3kmと約11.8kmと同程度であり、推定される給源※から敷地までの距離(約17.2km)と比較して小さい
- ・同文献に示される火砕流堆積物及びニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が認められる当社地質調査地点はニセコ・雷電火山群の火山麓地形に位置している

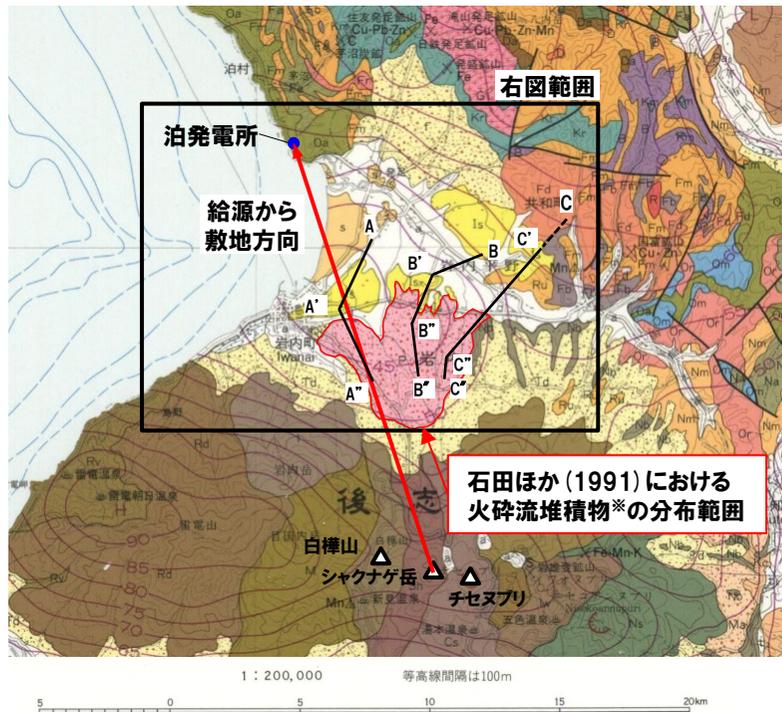
※ 老古美周辺において確認されるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)は、普通角閃石を含有することから、ニセコ・雷電火山群のうち、新エネルギー総合開発機構(1986,1987a)の第2～3期の活動による噴出物と推定され、老古美との位置関係、地形状況等より、白樺山、シャクナゲ岳及びチセヌプリのいずれかが給源と推定される。この給源と推定される3火山(白樺山、シャクナゲ岳及びチセヌプリ)はいずれも近接していることを踏まえ、給源は、3火山の中央に位置するシャクナゲ岳と仮定した。

【評価結果】(6/12)

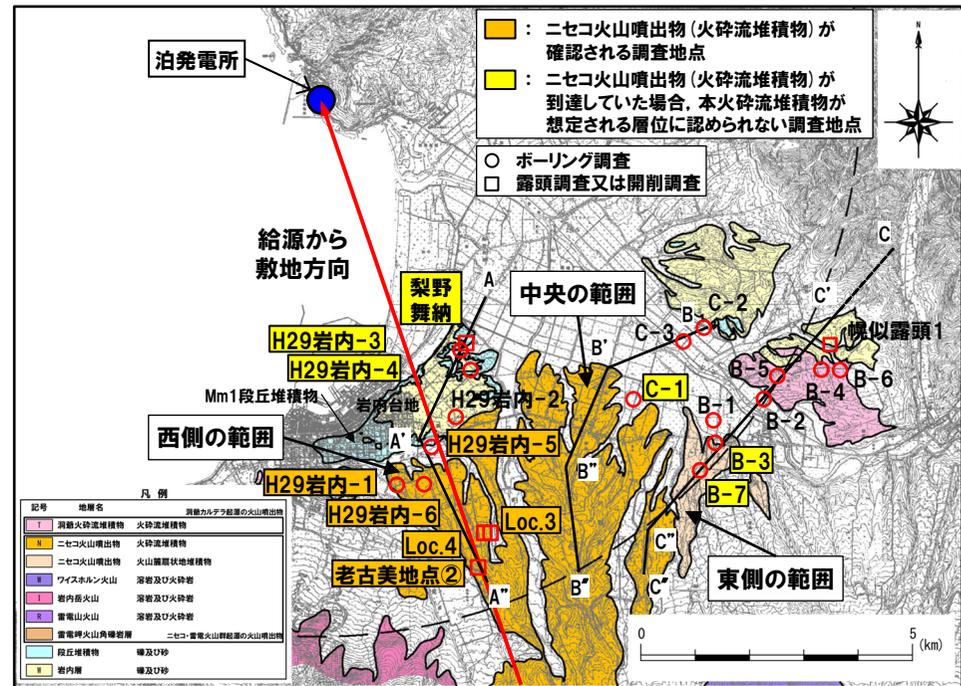
一部修正 (R6/2/16審査会合)

【断面図作成位置選定の考え方】

- 当社火山地質図に示すニセコ火山噴出物の分布範囲において、給源から敷地方向である西側の範囲、給源から敷地方向以外である中央の範囲及び東側の範囲で当社地質調査結果に基づき断面図を作成した。
- 断面図作成位置は、以下の条件を満たすものとした。
 - ・給源から末端部方向でニセコ火山噴出物が認められる地質調査地点付近をより多く通る
 - ・堆積時のニセコ火山噴出物がよく保存されていると考えられる尾根部を通る
 - ・ニセコ火山噴出物の分布範囲の北側については、地質調査地点を多く通る
- 各断面作成位置を左下図及び右下図に示す。また、給源から敷地方向 (A-A''断面) の断面図及び断面図を用いた評価結果を次頁～P333、給源から敷地方向以外 (B-B''断面、C-C''断面) の断面図及び断面図を用いた評価結果をP334～P337に示す。



※当社が老古美周辺において確認した「ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)」と呼称しているものに該当する。
ニセコ・雷電火山群周辺の地質図(石田ほか(1991))に加筆



ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)分布範囲周辺の火山地質図

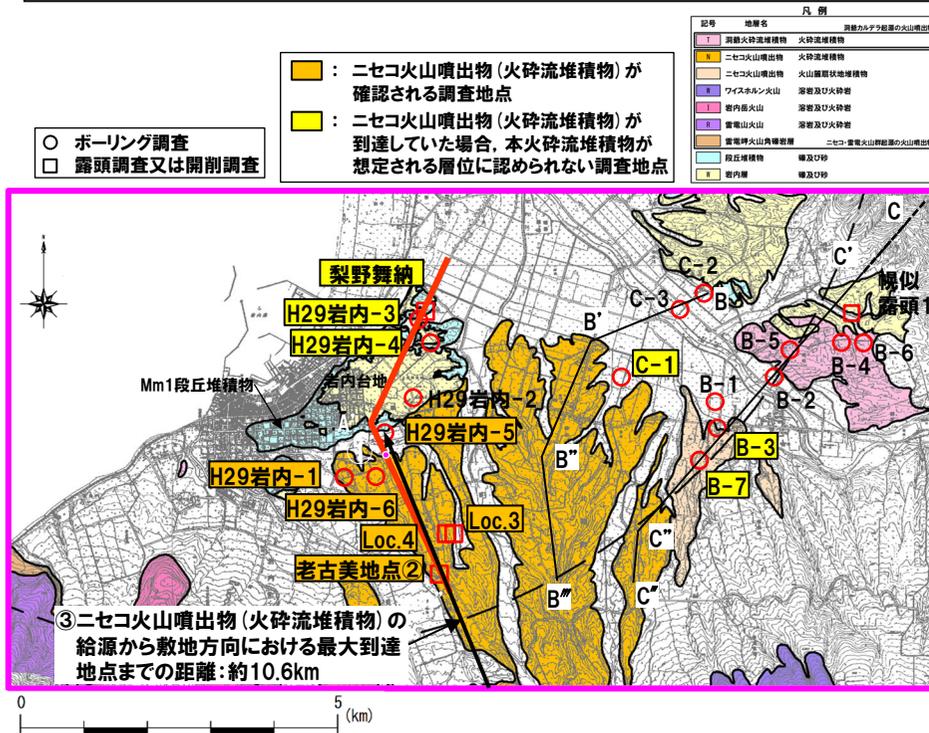
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

【評価結果】(7/12)

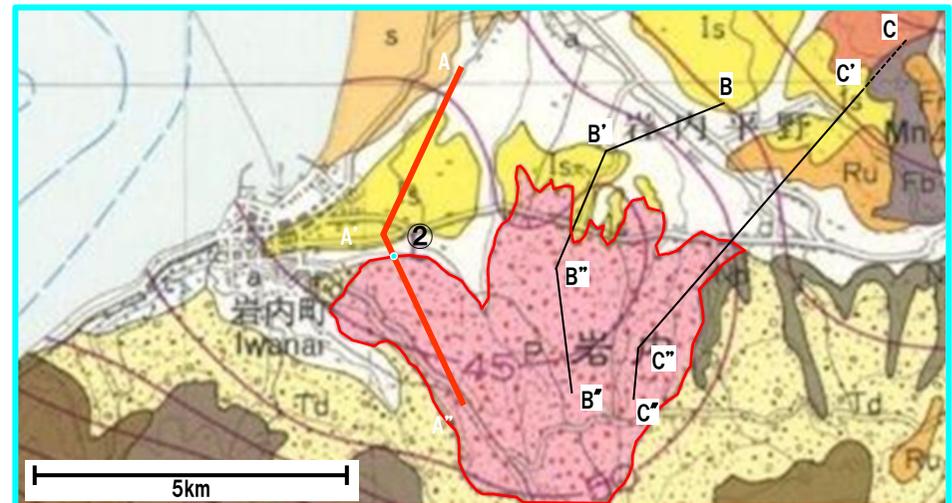
一部修正 (R6/2/16審査会合)

【給源から敷地方向 (A-A'断面)】

- 老古美周辺においては、石田ほか (1991) に示される火砕流堆積物の分布範囲に、ニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) の分布が認められる。
- 本火砕流堆積物は、洞爺火山灰 (Toya) の下位の層準であり、老古美地点②において、フィッシュトラック法年代測定値 $0.19 \pm 0.02\text{Ma}$ を得ている。
- 当該断面位置の当社火山地質図におけるニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) の到達位置を左下図中の①及び次頁図中の①に、石田ほか (1991) における火砕流堆積物の到達位置を右下図中の②及び次頁図中の②に示す。
- H29岩内-5ボーリングは、給源側において近接するH29岩内-1及びH29岩内-6ボーリングにおいて認められる層厚に比べ、約0.2mと薄い。
- 当社地質調査における最大到達地点は、H29岩内-5ボーリング (給源からの距離: 約10.6km, 左下図及び次頁図中の③) であり、同文献における火砕流堆積物分布範囲の縁辺部に位置し (②), これらは整合的である (次頁図中の④)。
- これらのことから、H29岩内-5ボーリング地点付近が、ニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) の末端部であると判断される。
- 更に、最大到達地点を越えた当社地質調査地点においては、以下を確認している。
 - ・ 本火砕流堆積物の噴出年代を踏まえると、第四系下部～中部更新統岩内層の上位及びMm1段丘堆積物 (MIS5e) の下位に、本火砕流堆積物が認められる可能性が考えられるが、そのような状況は認められない (次頁図中の⑤)



ニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物) 分布範囲周辺の火山地質図



石田ほか (1991) における火砕流堆積物*の分布範囲 (石田ほか (1991) に加筆)

*当社が「ニセコ火山噴出物 (火砕流堆積物)」と呼称しているものに該当する。

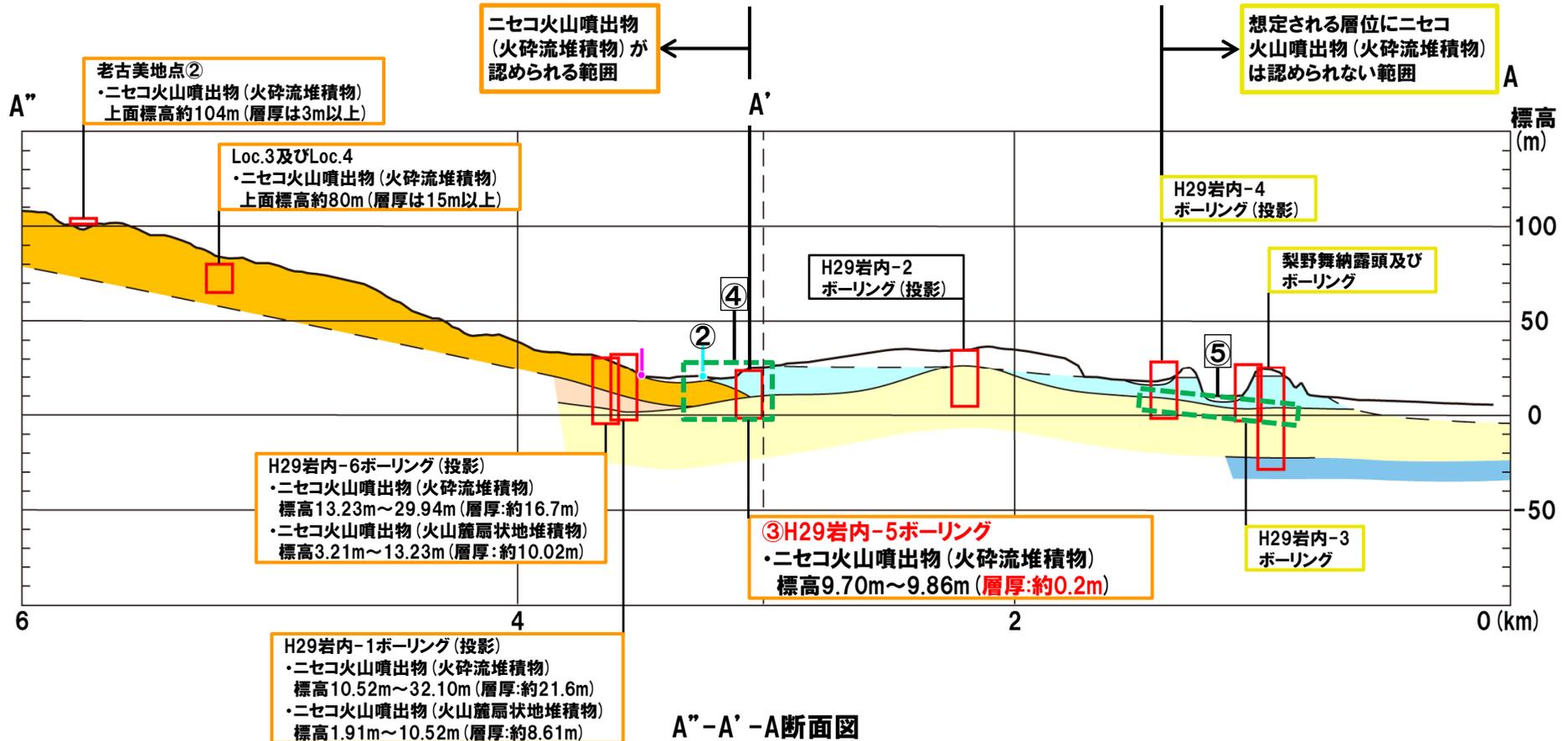
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

【評価結果】(8/12)

一部修正 (R6/2/16審査会合)

- 当社火山地質図におけるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の到達位置を下図中及び前頁左図中の①に、石田ほか(1991)における火砕流堆積物の到達位置を下図中及び前頁右図中の②に示す。
- H29岩内-5ボーリングは、給源側において近接するH29岩内-1及びH29岩内-6において認められる層厚に比べ、約0.2mと薄い。
- 当社地質調査における最大到達地点は、H29岩内-5ボーリング(給源からの距離:約10.6km, 下図中の③)であり、同文献における火砕流堆積物分布範囲の縁辺部に位置し(②)、これらは整合的である(下図中の④)。
- これらのことから、H29岩内-5ボーリング地点付近が、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の末端部であると判断される。
- 更に、最大到達地点を越えた当社地質調査地点においては、以下を確認している。
 - ・本火砕流堆積物の噴出年代を踏まえると、第四系下部～中部更新統岩内層の上位及びMm1段丘堆積物(MIS5e)の下位に、本火砕流堆積物が認められる可能性が考えられるが、そのような状況は認められない(下図中の⑤)

凡例	
	陸成層及び沖積層
	岩内層
	Mm1段丘堆積物
	野塚層(下部層相当)
	ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)
	地層境界
	ニセコ火山噴出物(火山麓扇状地堆積物)
	地層境界(地形調査及び地質調査を踏まえた推定)



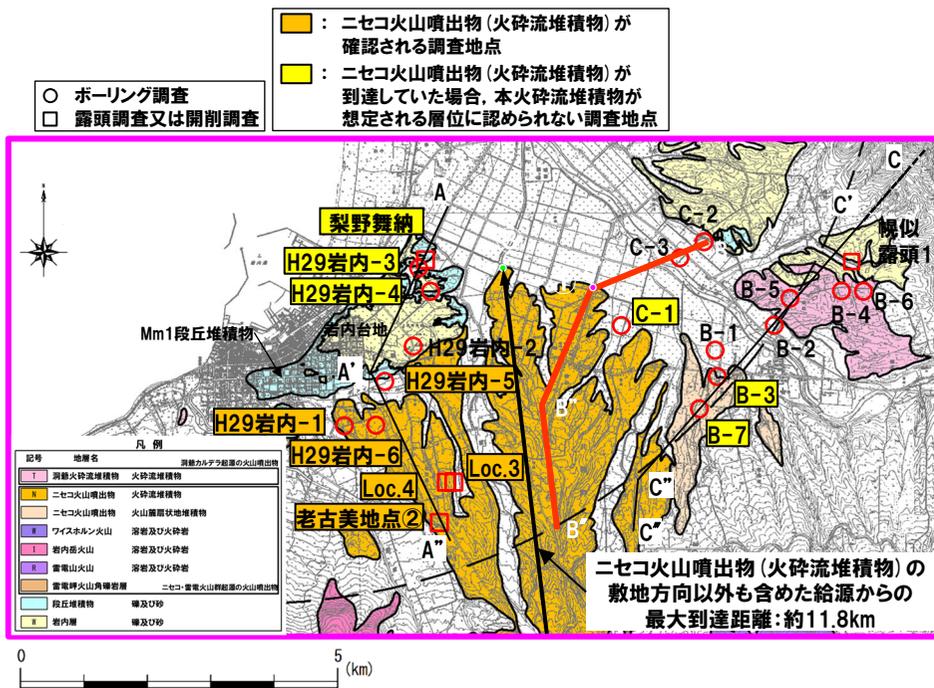
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

【評価結果】(9/12)

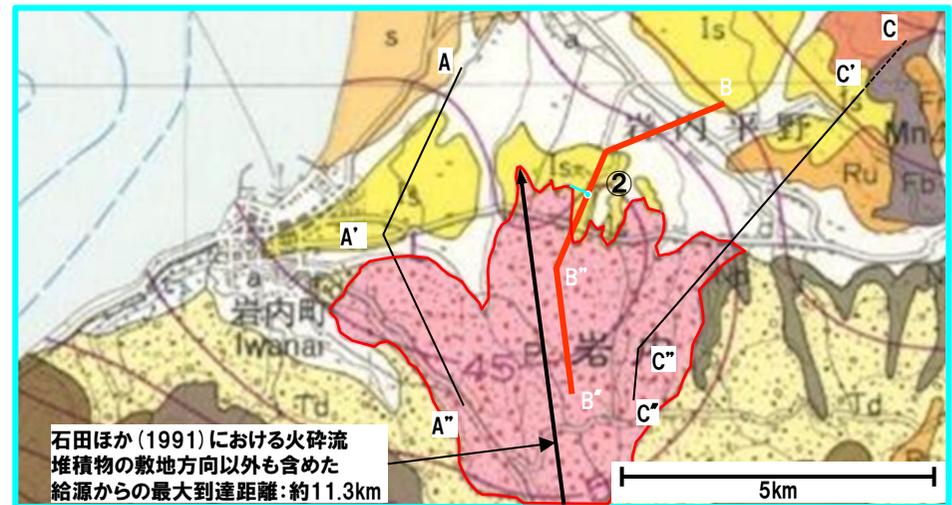
一部修正 (R6/2/16審査会合)

【給源から敷地方向以外(B-B'断面)】

- ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)分布範囲周辺の当社火山地質図及び石田ほか(1991)における火砕流堆積物の分布範囲を左下図及び右下図に示す。
- 当該断面位置の当社火山地質図におけるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の到達位置を左下図中の①及び次頁図中の①に、石田ほか(1991)における火砕流堆積物の到達位置を右下図中の②及び次頁図中の②に示す。
- 加えて、当社地質図におけるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の敷地方向以外も含めた給源からの最大到達位置(約11.8km)を左図中の③に、石田ほか(1991)における火砕流堆積物の敷地方向以外も含めた給源からの最大到達位置(約11.3km)を右下図中にそれぞれ示す。
- これらの到達位置は、概ね整合的である。



ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)分布範囲周辺の火山地質図



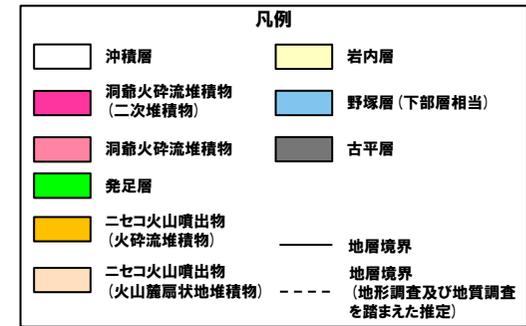
石田ほか(1991)における火砕流堆積物※の分布範囲
(石田ほか(1991)に加筆)

※当社が「ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)」と呼称しているものに該当する。

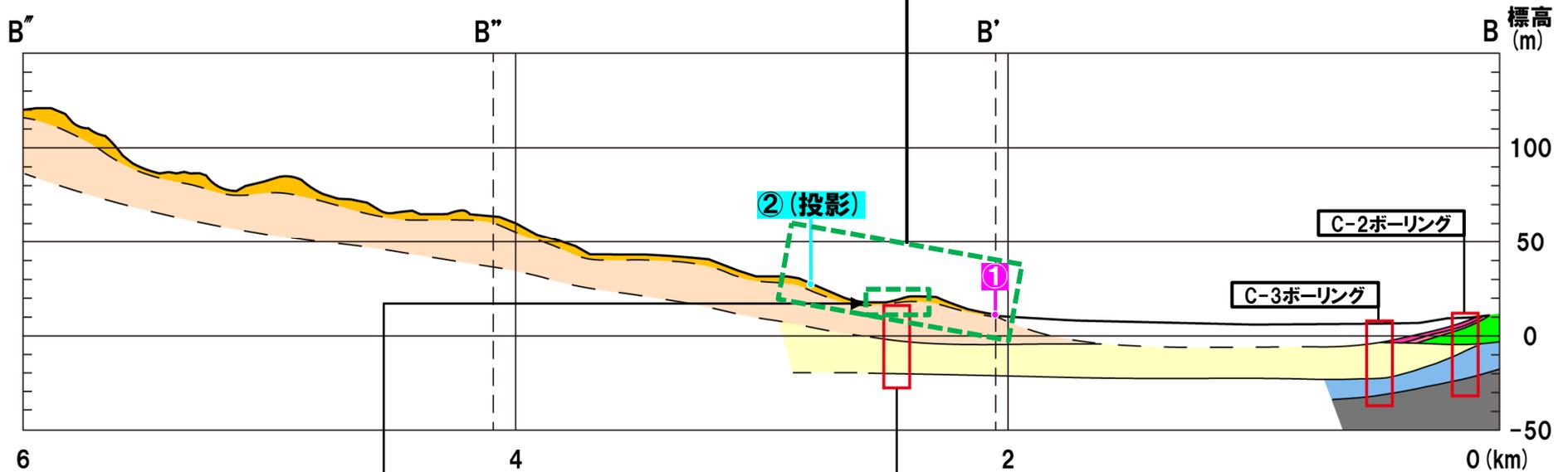
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

【評価結果】(10/12)

一部修正 (R6/2/16審査会合)



当社火山地質図におけるニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の到達位置①, 石田ほか(1991)における火砕流堆積物の到達位置②及びその最大到達位置は、概ね整合的である。



○C-1ボーリングにおいては、火山麓扇状地堆積物が認められる。
 ○しかし、中央の範囲は、石田ほか(1991)において火砕流堆積物が分布するとされている範囲であり、C-1ボーリング地点とは異なり、火山麓地形がよく保存されている範囲である。
 ○このため、地表付近は、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が分布すると考えられる。

C-1ボーリング(投影)
 ・ニセコ火山噴出物(火山麓扇状地堆積物)
 標高-2.35m~15.23m

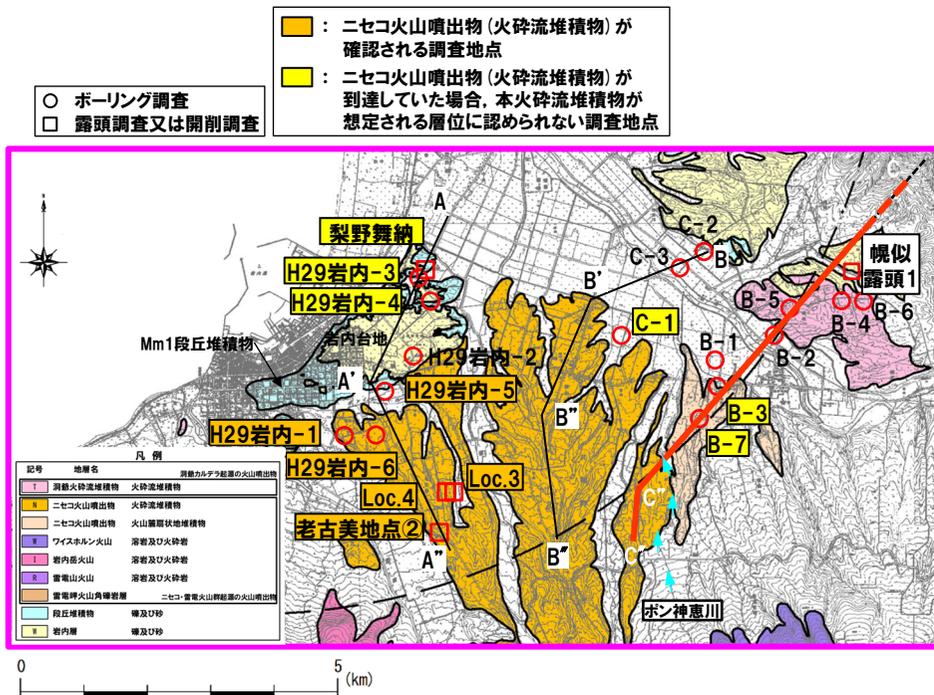
B''-B''-B'-B断面図

【評価結果】(11/12)

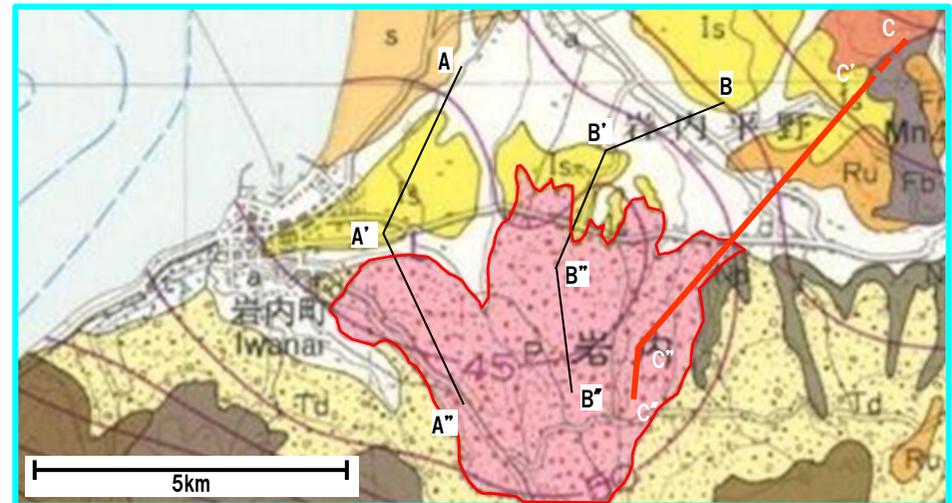
一部修正 (R6/2/16審査会合)

【給源から敷地方向以外(C-C'断面)】

- 東側の範囲に位置するB-3ボーリング及びB-7ボーリングは、当社地質調査において火山麓扇状地堆積物が認められ、当該ボーリングにおいては、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)の噴出年代を踏まえると、第四系下部～中部更新統岩内層の上位に、本火砕流堆積物が認められる可能性が考えられるが、そのような状況は認められない(次頁図中の①)。
- これらのボーリングは、複数の尾根から構成される火山麓地形の北東部に位置し、石田ほか(1991)において火砕流堆積物が分布するとされている範囲の縁辺部に位置することを踏まえると、東側の範囲のうち、北東部においては、ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)は分布しない。



ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)分布範囲周辺の火山地質図



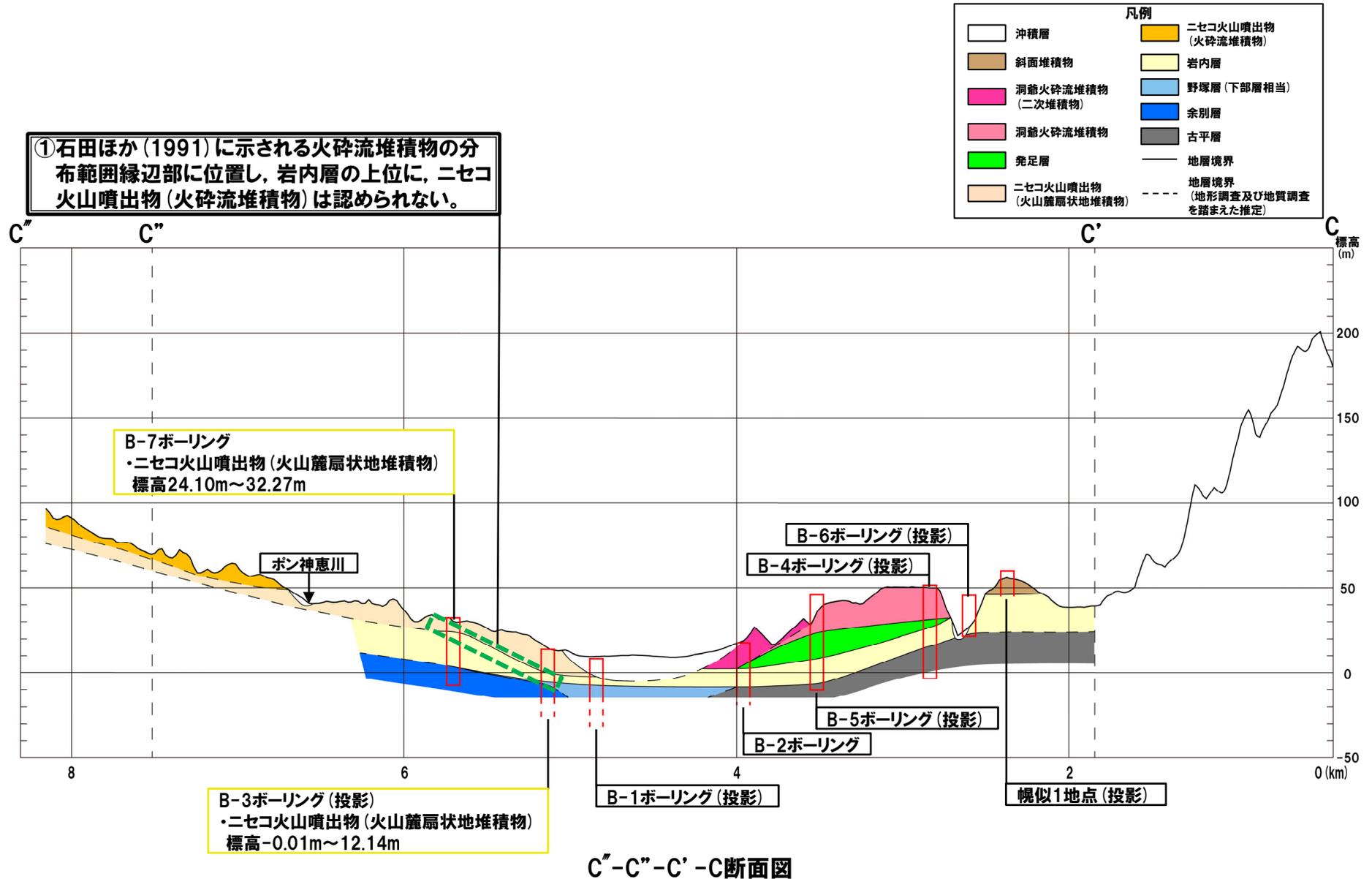
石田ほか(1991)における火砕流堆積物※の分布範囲
(石田ほか(1991)に加筆)

※当社が「ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)」と呼称しているものに該当する。

4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価

【評価結果】(12/12)

一部修正 (R6/2/16審査会合)



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.108
2.1 文献調査	P.109
2.2 地形調査	P.118
2.3 地質調査	P.122
2.3.1 幌似周辺露頭①における調査結果	P.130
2.3.2 老古美地点②における調査結果	P.138
2.3.3 幌似露頭1における調査結果	P.142
2.3.4 梨野舞納露頭における調査結果	P.236
2.3.5 敷地における調査結果	P.242
2.4 火山学的調査	P.290
3. 洞爺カルデラ及び支笏カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.304
3.1 洞爺火砕流	P.306
3.2 支笏火砕流	P.316
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.325
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.338
5.1 始良カルデラ	P.339
5.2 阿蘇カルデラ	P.344
5.3 倶多楽・登別火山群	P.348
6. 降下火砕物シミュレーション	P.392
参考文献	P.397

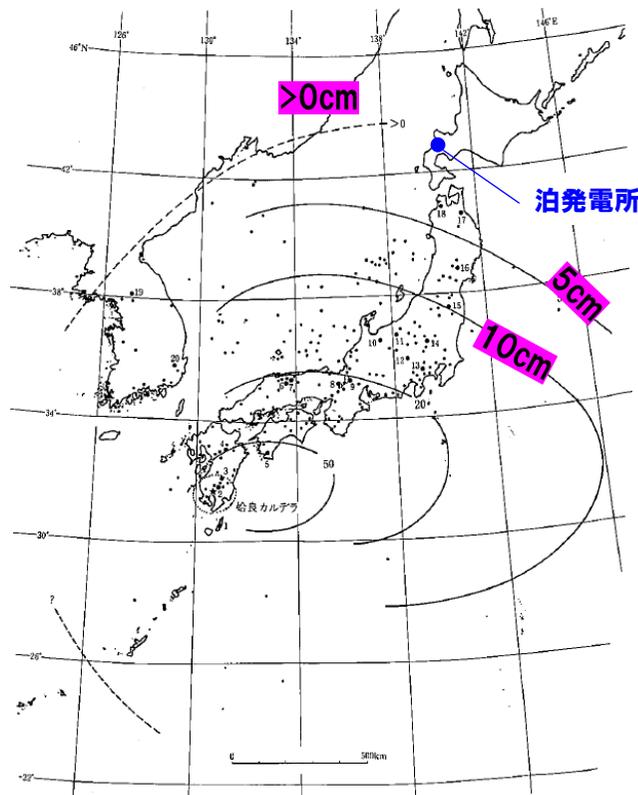
1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.108
2.1 文献調査	P.109
2.2 地形調査	P.118
2.3 地質調査	P.122
2.3.1 幌似周辺露頭①における調査結果	P.130
2.3.2 考古美地点②における調査結果	P.138
2.3.3 幌似露頭1における調査結果	P.142
2.3.4 梨野舞納露頭における調査結果	P.236
2.3.5 敷地における調査結果	P.242
2.4 火山学的調査	P.290
3. 洞爺カルデラ及び支笏カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.304
3.1 洞爺火砕流	P.306
3.2 支笏火砕流	P.316
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.325
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.338
5.1 始良カルデラ	P.339
5.2 阿蘇カルデラ	P.344
5.3 ① 始良Tn火山灰(AT)の分布状況	P. 340
② 活動履歴	P. 341
③ 始良入戸噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性	P. 342
6. 降下山	P.392
参考文献	P.397

5.1 始良カルデラ

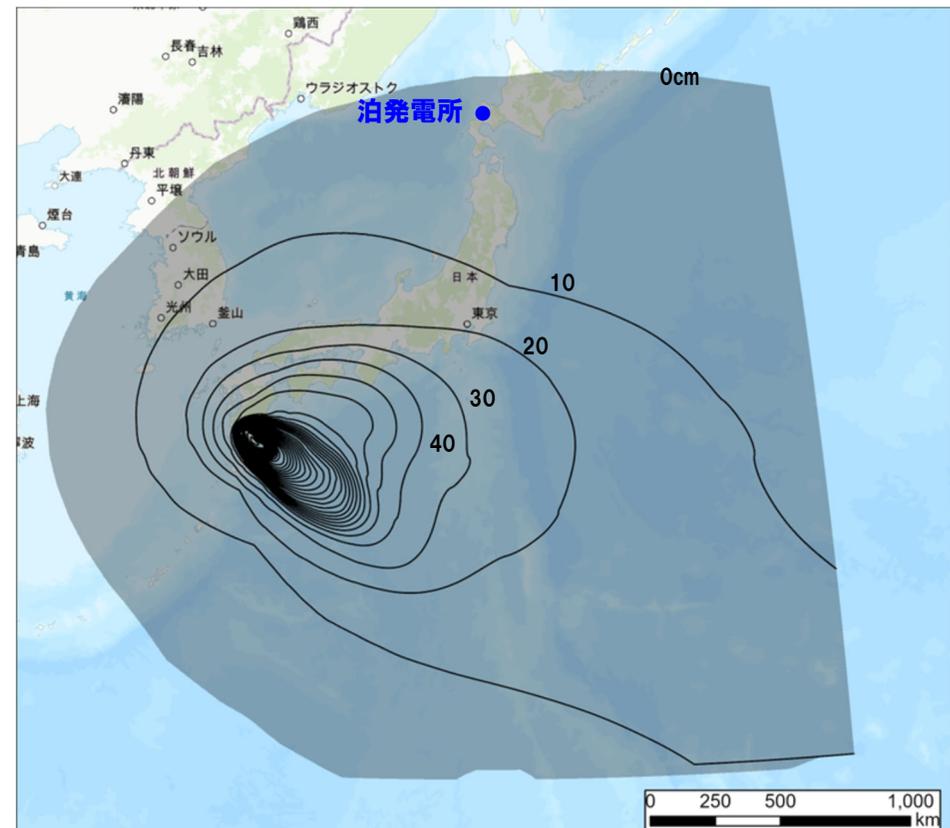
① 始良Tn火山灰(AT)の分布状況

一部修正 (R6/2/16審査会合)

- 始良カルデラにおける最大規模の噴火は、約30ka (30,174-19,982calBP) に始良Tn火山灰(AT), 入戸火砕流-亀割坂角礫堆積物(Ito-Km), 妻屋火砕流堆積物(Tm), 垂水火砕流堆積物及び大隅降下軽石(OS)を噴出した始良入戸噴火である。
- 始良Tn火山灰(AT)は、日本列島及び周辺の広範囲を覆い、北日本においては青森県までその分布が認められている。
- 町田・新井(2011)によれば、敷地及び敷地近傍は層厚が0~5cmの範囲に該当する(左下図参照)。
- また、Uesawa et al.(2022)によれば、敷地及び敷地近傍は層厚が0~10cmの範囲に該当する(右下図参照)。



始良Tn火山灰(AT)の等層厚線図
(町田・新井(2011)に加筆)



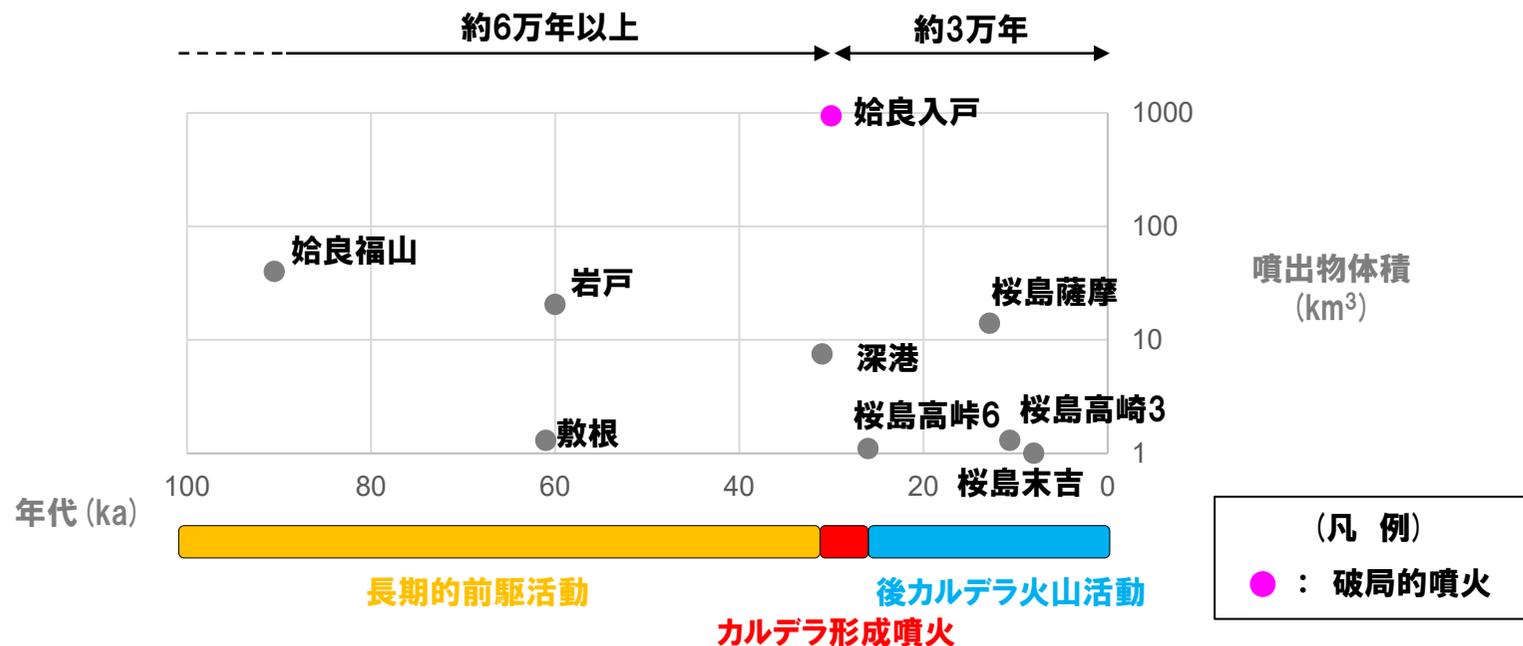
始良Tn火山灰(AT)の等層厚線図
(Uesawa et al.(2022)及び同文献の付録データベースのうち、
TephraDB_Prototype_ver1.3(Uesawa, 2023)を基に作成)

5.1 始良カルデラ

② 活動履歴

再掲 (R6/2/16審査会合)

○産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2022)によれば、始良入戸噴火の噴出物体積は、入戸火砕流-亀割坂角礫堆積物(Ito-Km) $500\text{--}600\text{km}^3$ ($200\text{--}250\text{km}^3$ (DRE)), 始良Tn火山灰(AT) 300km^3 (120km^3 (DRE))とされている。妻屋火砕流堆積物(Tm), 垂水火砕流堆積物及び大隅降下軽石(OS)も含めた当該噴火の総噴出量は $877\text{--}1,006\text{km}^3$ ($353\text{--}414\text{km}^3$ (DRE))と推定され、噴出規模はVEI7~VEI8クラスであったとされている。



始良カルデラの噴火時系列

(噴出物体積及び年代は産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2022)及び小林ほか(2013)に基づく)

5.1 始良カルデラ

③ 始良入戸噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性 (1/2)

一部修正 (R6/2/16審査会合)

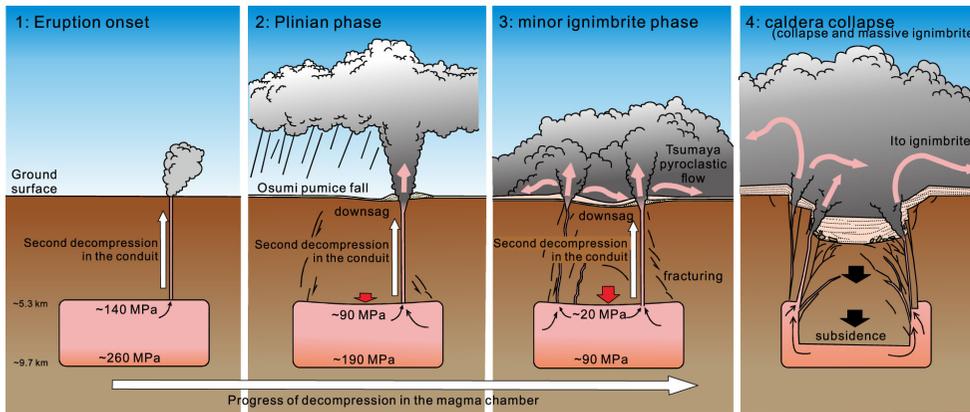
- 破局的噴火の活動間隔(約6万年以上)は、始良入戸噴火からの経過時間(約3万年)に比べて十分長いことから、同規模の噴火までは十分な時間的余裕があると考えられる(前頁参照)。
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター編(2022)によれば、始良カルデラにおける現在の噴火活動は、桜島における後カルデラ火山活動ステージとされている。
- 下司(2016)及び東宮(2016)によれば、巨大噴火を発生させるためには、巨大噴火が可能な規模の珪長質マグマ溜まりが、上部地殻内(約20km以浅)のうち、深度約10km程度以浅に形成されることが必要であり、また、そのマグマ溜まりの周囲には部分熔融域が広がっているものと考えられるとされている(本編資料3.2.1章参照)。
- 始良入戸噴火の石英ガラス内包物の含水量を測定し、当該噴火のマグマだまりの減圧過程を推定したGeshi et al.(2021)によれば、噴火直前のマグマだまりの深度が5.3~9.7kmであったとされている(次頁左図参照)。
- 高分解能な3次元地震波トモグラフィーによって始良カルデラ浅部の地震波速度構造を明らかにした為栗ほか(2022)によれば、始良カルデラ中央部の深さ12kmを最上部とするS波低速度領域が認められ、この領域はメルトを約7%程度含む領域であるとされている(次頁右図参照)。
- このため、当該S波低速度領域は、巨大噴火を引き起こす珪長質マグマの形成深度(深度約10km程度以浅)より深い位置に分布する。



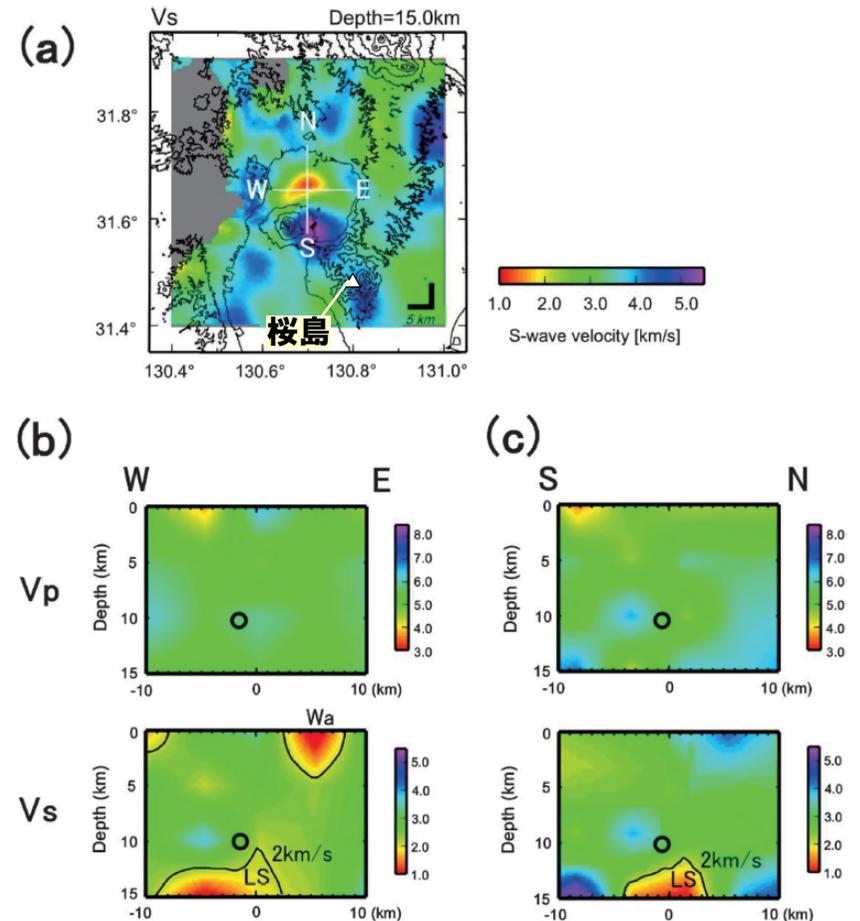
- 始良カルデラの活動履歴及び地下構造の検討の結果、現在の始良カルデラにおいては、巨大噴火が可能な深度に珪長質マグマが存在している可能性は十分小さく、始良Tn火山灰(AT)を噴出した噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性は十分小さい。

③ 始良入戸噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性 (2/2)

一部修正 (R6/2/16審査会合)



始良入戸噴火におけるマグマ減圧過程 (Geshi et al.,2021)



(a) 深度15kmにおけるVs断面 (b) (c) Vp及びVsの東西及び南北方向の鉛直断面 (為栗ほか (2022) に加筆)

為栗ほか (2022) によれば、解析に用いるグリッド間隔について、カルデラ内については現在のデータセットで十分な精度が得られる最小の間隔として水平方向、深さ方向ともに0.05度 (約5km) としたとされている。また、チェッカーボードテストを踏まえた精度評価について、5~15km付近の地震波速度構造の精度は十分であるとされている。

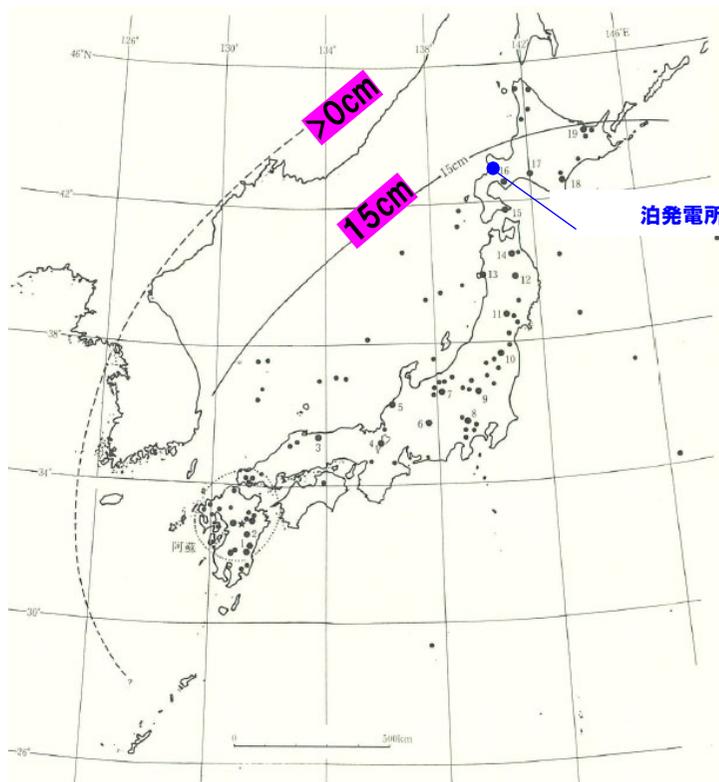
1. 敷地から半径160km以内の範囲(地理的領域)にある第四紀火山カタログ	P. 3
2. 火山影響評価に関する各種調査	P.108
2.1 文献調査	P.109
2.2 地形調査	P.118
2.3 地質調査	P.122
2.3.1 幌似周辺露頭①における調査結果	P.130
2.3.2 老古美地点②における調査結果	P.138
2.3.3 幌似露頭1における調査結果	P.142
2.3.4 梨野舞納露頭における調査結果	P.236
2.3.5 敷地における調査結果	P.242
2.4 火山学的調査	P.290
3. 洞爺カルデラ及び支笏カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.304
3.1 洞爺火砕流	P.306
3.2 支笏火砕流	P.316
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.325
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.338
5.1 始良カルデラ	P.339
5.2 阿蘇カルデラ	P.344
5.3 但馬造山帯、磐梯山山群	P.348
6. 降下火	
① 阿蘇4火山灰(Aso-4)の分布状況	P. 345
② 活動履歴	P. 346
③ 阿蘇4噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性	P. 347
参考文献	P.397

5.2 阿蘇カルデラ

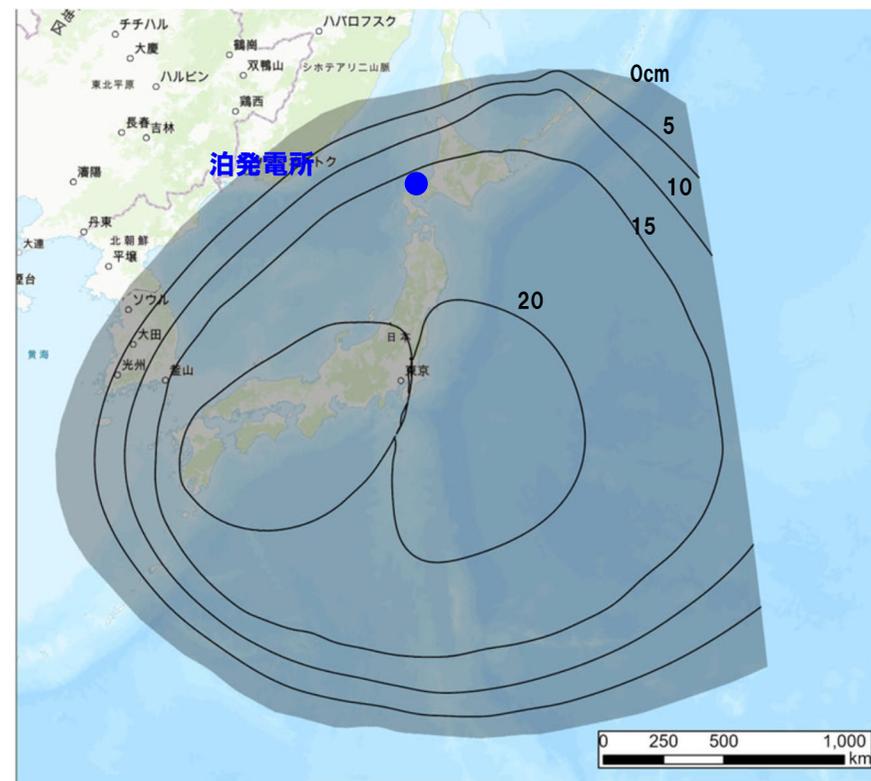
① 阿蘇4火山灰 (Aso-4) の分布状況

一部修正 (R6/2/16審査会合)

- 阿蘇カルデラにおける最大規模の噴火は、86.8–87.3kaに阿蘇4火山灰 (Aso-4) を噴出した阿蘇4噴火である。
- 阿蘇4火山灰 (Aso-4) は、日本列島及び周辺の広範囲を覆い、北海道においては知床半島沖までその分布が認められている。
- 町田・新井 (2011) によれば、敷地及び敷地近傍は層厚15cm以上の範囲に該当する (左下図参照)。
- また、Uesawa et al. (2022) によれば、敷地及び敷地近傍は層厚が15~20cmの範囲に該当する (右下図参照)。



阿蘇4火山灰 (Aso-4) の等層厚線図
(町田・新井 (2011) に加筆)



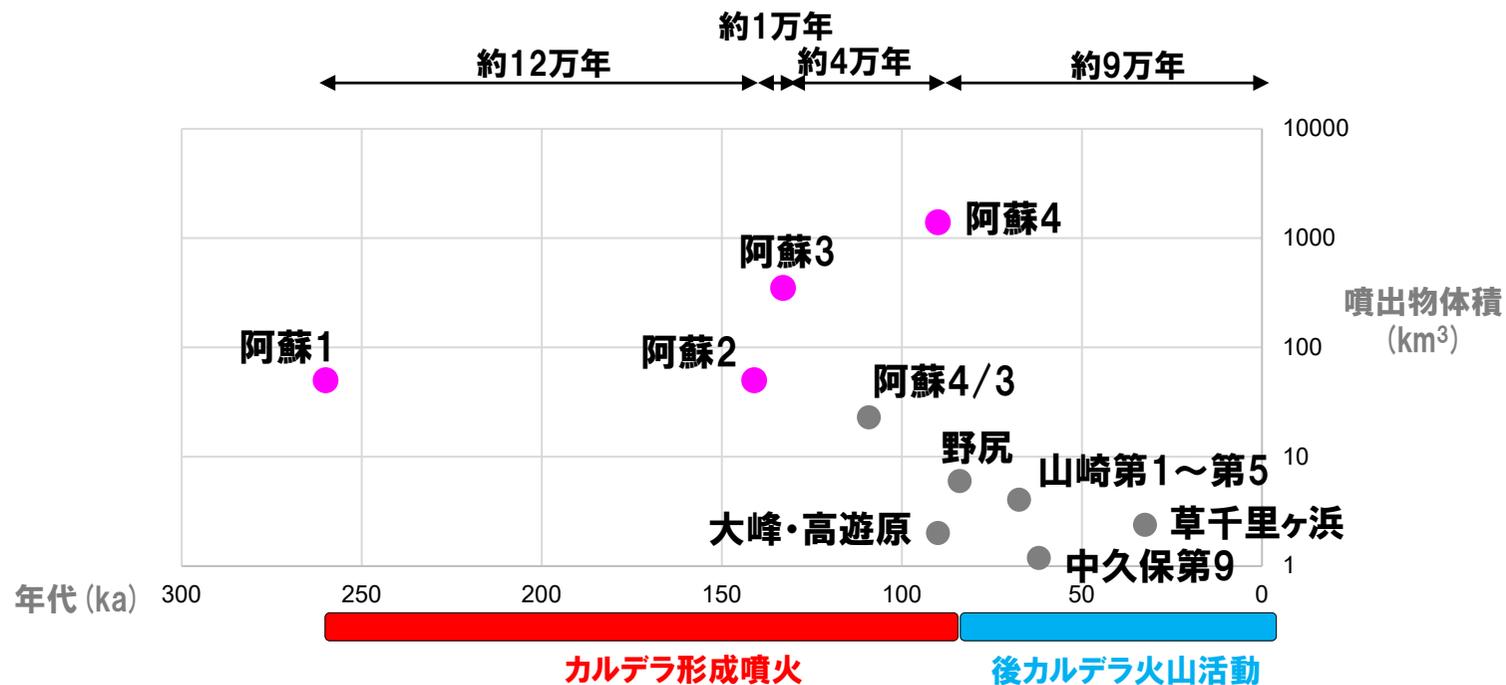
阿蘇4火山灰 (Aso-4) の等層厚線図
(Uesawa et al. (2022) 及び同文献の付録データベースのうち、
TephraDB_Prototype_ver1.3 (Uesawa, 2023) を基に作成)

5.2 阿蘇カルデラ

② 活動履歴

一部修正 (R6/2/16審査会合)

- Takarada and Hoshizumi (2020) によれば, 阿蘇4噴火の噴出物体積は, 火砕流堆積物 $340\text{--}940\text{km}^3$ ($225\text{--}590\text{km}^3$ (DRE)), 降下火山灰 $590\text{--}920\text{km}^3$ ($240\text{--}370\text{km}^3$ (DRE))とされている。当該噴火の総噴出量は $930\text{--}1,860\text{km}^3$ ($465\text{--}960\text{km}^3$ (DRE))と推定され, 従来の噴出規模VEI7がVEI8に訂正されるとされている。
- 町田・新井 (2011), 産業技術総合研究所地質調査総合センター編 (2020) 及び星住ほか (2022) によれば, 阿蘇4噴火に次ぐ規模を持つ噴火は, 260kaの阿蘇1火山灰 (Aso-1), 141kaの阿蘇2火山灰 (Aso-2) 及び133kaの阿蘇3火山灰 (Aso-3) を噴出した各噴火 (阿蘇1～阿蘇3噴火) とされ, いずれの噴火も給源から広範囲に火砕流堆積物の分布が認められる。
- 山元 (2014) 及び星住ほか (2022) によれば, 阿蘇1～阿蘇3噴火の噴出物体積は, Aso-1が 50km^3 (32km^3 (DRE)), Aso-2が 50km^3 (32km^3 (DRE)), Aso-3が 350km^3 (140km^3 (DRE))とされ, 噴出規模はいずれもVEI6以上とされている。



カルデラ形成噴火 後カルデラ火山活動
 阿蘇カルデラの噴火時系列
 (噴出物体積及び年代はMcLean et al. (2020), Miyabuchi (2009,2011),
 Takarada and Hoshizumi (2020), 星住ほか (2022), 山元 (2014) に基づく)

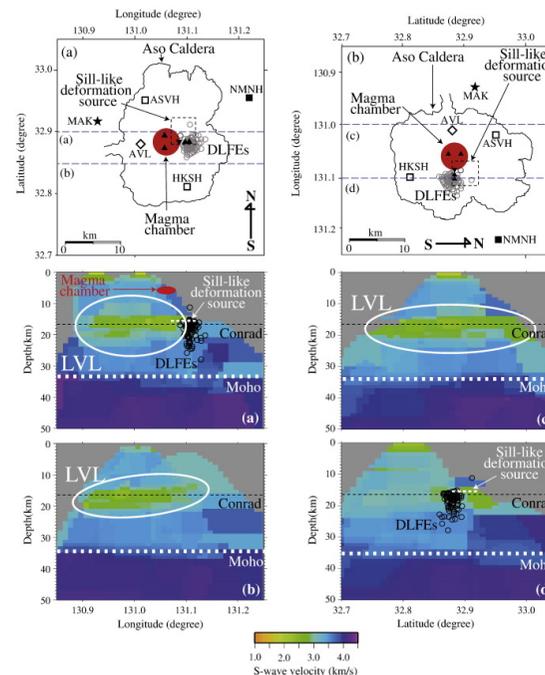
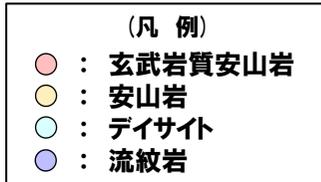
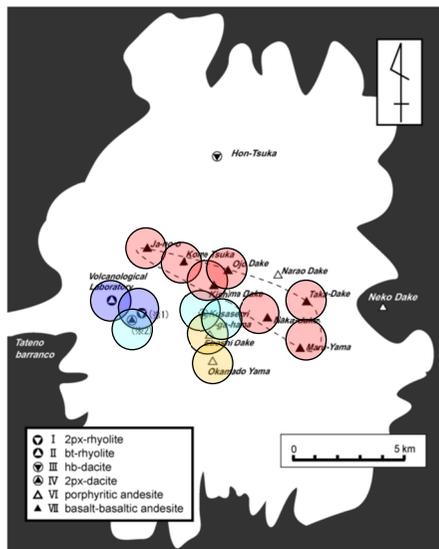
③ 阿蘇4噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性

一部修正 (R6/2/16審査会合)

- 阿蘇4噴火及び阿蘇1～3噴火の最短の活動間隔(約1万年)は、阿蘇4噴火からの経過時間(約9万年)に比べて短いため(前頁参照)、これらの噴火と同規模の噴火のマグマ溜まりを形成している可能性及びこれらの噴火と同規模の噴火を発生させる供給系ではなくなっている可能性等が考えられる。
- 阿蘇カルデラにおける現在の噴火活動は、阿蘇4噴火以降、草千里ヶ浜軽石(Kpfa)等の阿蘇中央火口丘群における小規模噴火が発生していることから、阿蘇中央火口丘群における後カルデラ火山噴火ステージと考えられる。
- 三好ほか(2005)によれば、阿蘇カルデラ中央部で玄武岩質マグマが、周辺で珪長質マグマが活動しているとされており、後カルデラ期には大規模な珪長質マグマ溜まりが存在する可能性は十分小さいと考えられる(左下図参照)。
- Abe et al.(2010)によれば、阿蘇カルデラ下の深度15-25kmに地震波の低速度域が認められ、マグマの存在が示唆されるとされているが、大規模噴火が可能な規模の珪長質マグマ溜まりの形成深度が深度約10km程度以浅であることを踏まえると(本編資料3.2.1章参照)、巨大噴火を引き起こす珪長質マグマの形成深度(深度約10km程度以浅)より深い位置に分布する(右下図参照)。



- 阿蘇カルデラの活動履歴、噴出物の組成及び地下構造の検討の結果、現在の阿蘇カルデラにおいては、巨大噴火が可能な深度に珪長質マグマが存在している可能性は十分小さく、阿蘇4火山灰(Aso-4)及び阿蘇1～阿蘇3火山灰(Aso-1～Aso-3)を噴出した噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性は十分小さい。



RF解析における分解能
 深さ方向: 1.5~1.7km
 水平方向: 深さ10km: 12km
 深さ20km: 17km
 深さ30km: 20km

阿蘇カルデラのS波速度構造
 (左:東西断面, 右:南北断面)
 (Abe et al.,2010)

阿蘇カルデラ内の火口及び噴出物の組成分布
 (三好ほか(2005)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.108
2.1 文献調査	P.109
2.2 地形調査	P.118
2.3 地質調査	P.122
2.3.1 幌似周辺露頭①における調査結果	P.130
2.3.2 考古美地点②における調査結果	P.138
2.3.3 幌似露頭1における調査結果	P.142
2.3.4 梨野舞納露頭における調査結果	P.236
2.3.5 敷地における調査結果	P.242
2.4 火山学的調査	P.290
3. 洞爺カルデラ及び支笏カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.304
3.1 洞爺火砕流	P.306
3.2 支笏火砕流	P.316
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.325
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.338
5.1 始良カルデラ	P.339
5.2 阿蘇カルデラ	P.344
5.3 倶多楽・登別火山群	P.348
6. 降下火砕物シミュレーション	P.392
参考文献	P.397
① クツタラ第2火山灰(Kt-2)の分布状況	P. 350
② 活動履歴	P. 351
③ Kt-7噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性	P. 352
③-1 活動履歴に基づく検討	P. 354
③-2 地球物理学的調査	P. 360

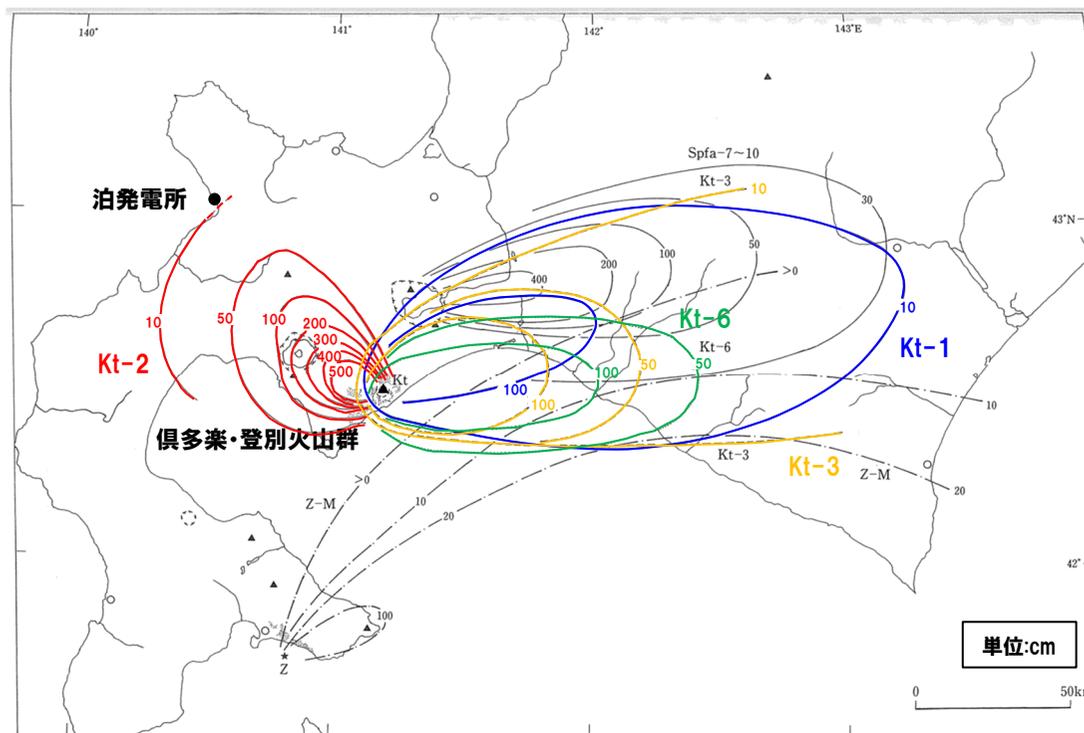
余白

5.3 倶多楽・登別火山群

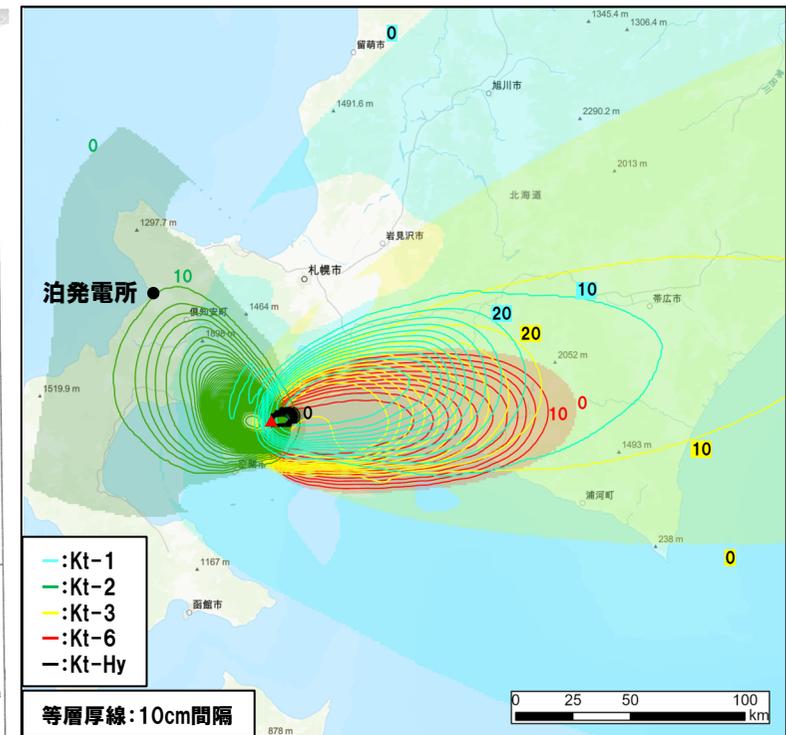
① クッタラ第2火山灰 (Kt-2) の分布状況

一部修正 (R6/2/16審査会合)

○町田・新井 (2011) 及び Uesawa et al. (2022) によれば、倶多楽・登別火山群起源の降下火砕物のうち、クッタラ第2火山灰 (Kt-2) については、分布主軸が概ね敷地方向を向いており、敷地及び敷地近傍は層厚0~10cmの範囲に該当する。



Kt-1, Kt-2, Kt-3, Kt-6
(町田・新井 (2011) に加筆)



Kt-1, Kt-2, Kt-3, Kt-6, Kt-Hy
(Uesawa et al. (2022) 及び同文献の付録データベースのうち、TephraDB_Prototype_ver1.3 (Uesawa, 2023) を基に作成)

5.3 倶多楽・登別火山群

② 活動履歴

一部修正 (R5/1/20審査会合)

- 倶多楽・登別火山群は、約11万年前～約9万年前にKt-8を噴出し、約9万年前に最大規模の噴火であるKt-7を噴出した噴火（以降、Kt-7噴火と呼称）が発生した後、複数の珪長質マグマの活動（アヨロステージ：Kt-6、Kt-4、Kt-Hy及びKt-3、クッタラステージ：Kt-2及びKt-1）等が発生し、クッタラステージにおけるKt-1の噴火により現在のクッタラカルデラが形成された。
- 倶多楽・登別火山群は、クッタラカルデラを形成したKt-1の噴火を最後に、その後4万年間は火山活動度が低下したままであり、現在の噴火活動は、登別ステージである。
- Kt-7噴火については、Amma-Miyasaka et al. (2020) においてVEI7 classとされており、また、Kt-7以外の火砕流堆積物の分布が山体近傍であることに対し、Kt-7は確認地点は少ないものの北東方向に60km程度の地点で火砕流堆積物が認められている（P35及びP38参照）。



倶多楽・登別火山群活動履歴

年代	噴出物名	マグマ体積 DRE (km ³)	火山体積 (km ³)	参考文献
完新世	A.D.1800頃 (裏地獄)	(水蒸気爆発)		山縣 (1994) 森泉 (1998) 第四紀火山 カタログ委員 会編 (2000) 山元 (2014) Amma- Miyasaka et al. (2020) Miura et al. (2022)
	A.D.1800頃 (大湯沼)	(水蒸気爆発)		
8.5ka-A.D.1663	Nb-a~ ※1	(水蒸気爆発)		
更新世	14.5ka 日和山溶岩ドーム	0.04	76.5	
	不明 樺湖アグルチネート	不明		
	44.1ka クッタラ	Kt-1 : pfa,pfl,ps,sfa 14.4		
	ca.50ka ステージ	Kt-2 : pfa 10.2		
	不明 竹浦ステージ	Kt-Tk : sfa 0.4		
	不明 (episode Kt-Tk)	東山 0.2		
	不明 episode Kt-Kt	北山溶岩類 0.5		
	不明	472m峰 0.2		
	ca.54ka	Kt-3 : pfa,afa,ps,pfl 20.1		
	アヨロ ステージ	59-55ka Kt-Hy :		7~8※2
pfa,ps,afa,pfl				
ca.75ka Kt-4 : pfa,ps,pfl		11		
ca.84ka Kt-6 (+Kt-5) :		Kt-5 : 不明 Kt-6 : 16.8		
先アヨロ ステージ	90-85ka Kt-7 : pfa,pfl	6~24 (pfa) ※3 24 (pfl) ※3		
	106-85ka Kt-8 : pfa,afa,pfl	[≤VEI5 class※4]		
	不明 石山溶岩流	不明		
不明	地獄谷火砕丘	不明		

- Kt-7噴火と同規模の噴火は、活動履歴、地球物理学的調査等の結果から、運用期間中に発生する可能性は十分小さいと評価される（次頁～P391参照）。
- 一方、現在の倶多楽・登別火山群は、火山活動度及び噴出物体積から、比較的静穏な活動下にあると推定されるものの、Kt-7噴火以降の複数の珪長質火砕噴火に伴う噴出物（Kt-6、Kt-4、Kt-Hy、Kt-3、Kt-2及びKt-1）と同様、珪長質な組成を示す（P354～P359参照）。
- したがって、降下火砕物の影響評価においては、これらの珪長質火砕噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性を考慮する。

※1 後藤ほか (2013) によれば、12層の水蒸気噴火堆積物の各々の噴火堆積物の体積は10⁵m³オーダー、また、Goto et al. (2015a) によれば、Nb-aの噴出物体積は、4.6×10⁵m³とされている。
 ※2 Miura et al. (2022) によれば、成層火山の体積は6.7km³と推定され、表に示すマグマ体積はKt-Hyテフラの噴出物体積と成層火山体積の推定値を足し合わせた値とされている。
 ※3 Kt-7噴火は、Amma-Miyasaka et al. (2020) によれば、噴出規模が概算として「VEI7 class」とされているが、具体的な数値が示されていないことから、Amma-Miyasaka et al. (2020) を含む複数の文献を参考に、当社で噴出物体積を算出した。その結果、Kt-7の噴出物体積は60～90km³となり、最大値である90km³は、Amma-Miyasaka et al. (2020) における「VEI7 class」と大きな矛盾はないものと考えられる。
 マグマ体積 (DRE) は、山元 (2014) に基づき換算した値であり、Kt-7のマグマ体積は30～48km³ (DRE) となったことから、噴出量-年代階段ダイアグラムにおいては、48km³として図示している。
 ※4 Miura et al. (2022) によれば、Kt-8の噴出規模は、概算として「≤VEI5 class」とされていることから、噴出量-年代階段ダイアグラムにおいては、マグマ体積 (DRE) を1km³として図示している。

5.3 倶多楽・登別火山群

③ Kt-7噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性(1/2)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

- 倶多楽・登別火山群の現在の活動状況は、以下の検討結果(詳細は次頁表参照)から総合的に判断すると、Kt-7を噴出した噴火(以降、Kt-7噴火と呼称)と同規模の噴火が差し迫った状態ではないと評価される。
 - ・活動履歴に関する検討を、文献調査結果に基づき実施した結果、現在の倶多楽・登別火山群は、火山活動度が低下していること及び複数回の火山活動が認められるが、その噴出物体積はKt-7に比べ十分小さいことから、比較的静穏な活動下にあるものと推定されることを踏まえると、Kt-7噴火と同規模の噴火を起こす状態ではないと推定される
 - ・地球物理学的調査のうち、地下構造調査(地震波速度構造、比抵抗構造及び重力異常)に関する検討を、公的機関の公開データ及び文献調査結果に基づき実施した結果、上部地殻内のうち、深度約10km程度以浅には、現状、Kt-7噴火と同規模の噴火が可能な規模のマグマ溜まりが存在する可能性は十分小さいと判断される
 - ・地球物理学的調査のうち、火山性地震(低周波地震)及び地殻変動に関する検討を、公的機関の観測結果に基づき実施した結果、大規模なマグマの移動・上昇及び集積の活動を示す兆候は認められないと判断される
- また、網羅的な文献調査の結果、現状、Kt-7噴火と同規模の噴火が起こる可能性があるとする知見は認められない※ことから、運用期間中におけるKt-7噴火と同規模の噴火の可能性を示す科学的に合理性のある具体的な根拠は得られていない。
- これらのことから、運用期間中における倶多楽・登別火山群のKt-7噴火と同規模の噴火の可能性は十分に小さいと評価される。

※現状想定されている噴火規模について、参考としてP391に示す。

5.3 倶多楽・登別火山群

③ Kt-7噴火と同規模の噴火が運用期間中に発生する可能性 (2/2)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

検討項目 ([]内は検討方法を示す)	検討結果	該当頁
③-1 活動履歴 [文献調査]	<ul style="list-style-type: none"> ○倶多楽・登別火山群においては、約9万年前に最大規模の噴火であるKt-7噴火が発生し、その噴出規模は、Amma-Miyasaka et al. (2020) において「VEI7 class」とされており、また、当該噴火と同規模の噴火は発生していない。 ○クツタラカルデラ形成後、現在までの約4万年間は火山活動度が低下している登別ステージであるとされている。 ○火山活動度が低下しているとされる登別ステージにおける噴出物体積は、最大でも0.04km³であり、Kt-7の噴出物体積に比べ、十分小さいことから、現在の倶多楽・登別火山群は、Kt-7噴出時と比較し、静穏な活動下にあるものと推定される。 	次頁～ P359
地球物理学的調査 ③-2 地下構造 [公的機関の公開データ] [文献調査]	<ul style="list-style-type: none"> ○現在の倶多楽・登別火山群の活動状況を把握するため、文献調査結果に基づき、Kt-7噴火時の状況と現在の状況との差異について検討を実施した結果、現在の倶多楽・登別火山群は、火山活動度が低下していること及び複数回の火山活動が認められるが、その噴出物体積はKt-7に比べ十分小さいことから、比較的静穏な活動下にあるものと推定されることを踏まえると、Kt-7を噴出したような噴火を起こす状態ではないと推定される。 【地震波速度構造】 ○倶多楽・登別火山群直下の上部地殻(約20km以浅)を確認した結果、約10km程度以浅には以下の状況が認められる。 <ul style="list-style-type: none"> ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない ・また、メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している。当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる ・倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内には、マグマや熱水等の流体の移動を示唆する低周波地震群は認められない 【比抵抗構造】 ・倶多楽・登別火山群直下の浅部(4km以浅)には熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が部分的に認められるが、Kt-7噴火と同規模の噴火が可能な規模のマグマ溜まりを示唆する低比抵抗領域は認められない 【重力異常】 ・重力異常を踏まえマグマ溜まりに関して考察されている文献は認められない 	P361～ P363 P364～ P369 P370～ P373
	<ul style="list-style-type: none"> ○マグマ溜まりの位置及び規模を把握するため、公的機関の公開データ及び文献調査結果に基づき、地下構造調査を実施した結果、倶多楽・登別火山群直下の約10km程度以浅には、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められないこと、倶多楽・登別火山群直下の浅部には、Kt-7と同規模の噴火が可能な規模のマグマ溜まりを示唆する低比抵抗領域は認められないこと等から、倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)のうち、深度約10km程度以浅には、現状、Kt-7噴火と同規模の噴火が可能な規模のマグマ溜まりが存在する可能性は十分小さいと判断される。 	
	<ul style="list-style-type: none"> ○火山性地震のうち、低周波地震活動は、ほとんど認められない。 	P375～ P381
③-4 地殻変動 [公的機関の観測]	<ul style="list-style-type: none"> ○地殻変動は、白老町の局所的な変動、プレート間固着効果等に伴う定常的な変動、周辺の地震による余効変動及び2000年有珠山噴火後の長期的な変動等が認められる。 ○また、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)において、2016年以降に確認される隆起及び当該領域を含む基線の伸びは認められるが、熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。 ○これらの変動以外に継続的かつ顕著な地殻変動(変位の累積)は認められない。 	P382～ P390
総合評価	<ul style="list-style-type: none"> ○活動履歴及び地球物理学的調査に関する検討から、総合的に判断すると、倶多楽・登別火山群の現在の活動状況は、Kt-7噴火と同規模の噴火が差し迫った状態ではないと評価される。 	

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴に基づく検討 (1/6)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【目的】

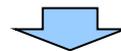
- 運用期間中におけるKt-7噴火と同規模の噴火の可能性を評価することを目的に、現在の倶多楽・登別火山群の活動状況を把握するため、Kt-7噴火時の状況と現在の状況との差異について、噴出物の分布・体積、噴出物の組成等の観点から検討を実施する。



- 倶多楽・登別火山群の活動履歴、噴出量-年代階段ダイアグラム等をP356～P358に示し、倶多楽・登別火山群の活動の概要は以下のとおり。
 - ・倶多楽・登別火山群は、約11万年前～約9万年前にKt-8を噴出し、約9万年前に最大規模の噴火であるKt-7噴火が発生した後、複数の珪長質マグマの活動（アヨロステージ：Kt-6、Kt-4、Kt-Hy及びKt-3、クッタラステージ：Kt-2及びKt-1）等が発生し、クッタラステージにおけるKt-1の噴火により現在のクッタラカルデラが形成された
 - ・クッタラカルデラ形成後、現在までの約4万年間は火山活動度が低下している登別ステージである

【検討結果】(P356～P359参照)

- Kt-7噴火については、Amma-Miyasaka et al. (2020) においてVEI7 classとされており、また、Kt-7以外の火砕流堆積物の分布が山体近傍であることに対し、Kt-7は確認地点は少ないものの北東方向に60km程度の地点で火砕流堆積物が認められている (P35及びP38参照)。
- なお、Kt-7を除く火砕流のうち、最大の噴出物体積は、Kt-1の7.1km³である (次頁表参照)。
- 登別ステージ以降の最大規模の噴火は日和山溶岩ドーム (噴出物体積:0.04km³) であり、最大規模の降下火砕物を伴う噴火は約200年前のNb-aを噴出した噴火 (噴出物体積:約0.00046km³) である。
- 森泉 (1998) によれば、倶多楽・登別火山群の各ステージごとの噴出率は、アヨロステージが4.9km³ (DRE) /ka、竹浦ステージが0.8km³ (DRE) /ka、クッタラステージが4.8km³ (DRE) /ka、登別ステージが0.01km³ (DRE) /ka以下とされている。
- Kt-7を含め、先アヨロステージの噴出物について、全岩化学組成を示す知見は確認されない。
- 森泉 (1998) に基づくと、中規模珪長質火砕噴火が発生したアヨロステージ、苦鉄質マグマが活動した竹浦ステージ、竹浦ステージを挟んで再び中規模珪長質火砕噴火が発生したクッタラステージと推移しており、各ステージの噴出物の組成には変化が認められる。
- また、勝井ほか (1988) に基づくと、現在の噴火活動である登別ステージの噴出物 (日和山溶岩) についても、珪長質な組成を示す。



(次頁へ続く)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴に基づく検討 (2/6)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



- 倶多楽・登別火山群においては、約9万年前に最大規模の噴火であるKt-7噴火が発生し、その噴出規模は、Amma-Miyasaka et al. (2020) において「VEI7 class」とされており、また、当該噴火と同規模の噴火は発生していない。
- クッタラカルデラ形成後、現在までの約4万年間は火山活動度が低下している登別ステージであるとされている。
- 火山活動度が低下しているとされる登別ステージにおける噴出物体積は、最大でも0.04km³であり、Kt-7の噴出物体積に比べ、十分小さいことから、現在の倶多楽・登別火山群は、Kt-7噴火時と比較し、静穏な活動下にあるものと推定される。
- したがって、現在の倶多楽・登別火山群は、火山活動度が低下していること及び複数回の火山活動が認められるが、その噴出物体積はKt-7に比べ十分小さいことから、比較的静穏な活動下にあるものと推定されることを踏まえると、Kt-7を噴出したような噴火を起こす状態ではないと推定される。

登別ステージ以前の噴出物体積^{※1} () カッコ内はマグマ体積 (DRE)

噴出物名	噴出物体積 (km ³)		噴出物名	噴出物体積 (km ³)	
		火砕流 (km ³)			火砕流 (km ³)
Kt-1	25.4 (14.4)	7.1 (3.4)	Kt-4	18.8 (11)	2.1 (1)
Kt-3	34.4 (20.1)	4.7 (2.3)	Kt-6	28.9 (16.8)	4.2 (2)
Kt-Hy	9.2~10.5 (7~8)	0.8 (0.4) ^{※2}	Kt-8	≤VEI5 class	≤VEI5 class

※1 噴出物体積は、P358の活動履歴に示すマグマ体積を山元 (2014) に基づき、当社が換算した。

※2 Miura et al. (2022) によれば、Kt-Hyの火砕物密度流は、サブユニット (Lpdc, Mpdc及びUpdc) に区分できるとされ、マグマ体積については、Updcの0.4km³ (DRE) のみ推定されている。

なお、同文献によれば、Lpdc及びMpdcの規模については、分布に不確実性があるため正確に決定できないものの、谷埋め型及び局所的な堆積物であることから、Updcよりも小さくなる可能性があると考えられている。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴に基づく検討 (3/6)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

○倶多楽・登別火山群の活動履歴、噴出量-年代階段ダイアグラム等を次頁～P358に示し、倶多楽・登別火山群の活動の概要は以下のとおり。

- ・倶多楽・登別火山群は、約11万年前～約9万年前にKt-8を噴出し、約9万年前に最大規模の噴火であるKt-7噴火が発生した後、複数の珪長質マグマの活動（アヨロステージ：Kt-6、Kt-4、Kt-Hy及びKt-3、クッタラステージ：Kt-2及びKt-1）等が発生し、クッタラステージにおけるKt-1の噴火により現在のクッタラカルデラが形成された
- ・クッタラカルデラ形成後、現在までの約4万年間は火山活動度が低下している登別ステージであるとされている

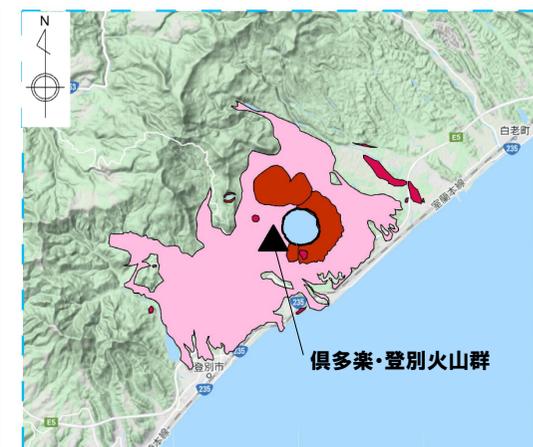
倶多楽・登別火山群の概要

火山名※1	C17 倶多楽・登別火山群
敷地からの距離	80.5km
火山の形式※2	成層火山-カルデラ、溶岩ドーム
活動年代※3	約11万年前以降
評価	約1万年前以降に活動しており、完新世に活動した火山として抽出する。

※1 産業技術総合研究所「日本の火山(DB)」2025年1月確認。

※2 西来ほか編(2012)「第四紀火山岩体・貫入岩体データベース」2025年1月確認。

※3 P358に示す倶多楽・登別火山群の活動履歴に基づく。



凡例
 ■ 火山岩 (後期更新世, 珪長質)
 ■ 火山岩 (後期更新世, 中間質)
 ■ 火砕流堆積物 (後期更新世)

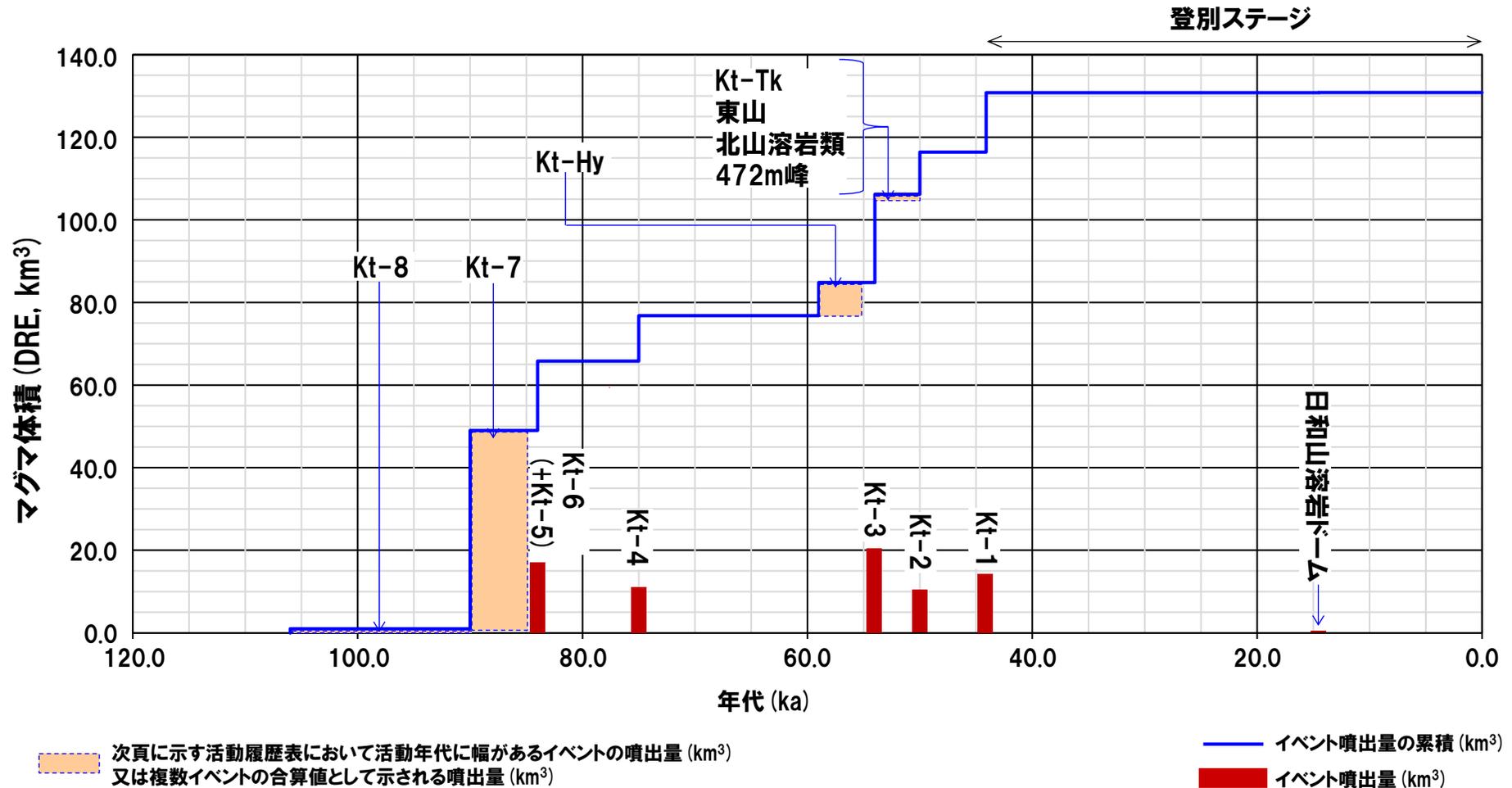
倶多楽・登別火山群の位置図

(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)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴に基づく検討 (4/6)

一部修正 (H28/2/5審査会合)



噴出量-年代階段ダイアグラム

5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴に基づく検討 (5/6)

一部修正 (H28/2/5審査会合)

倶多楽・登別火山群活動履歴

年代	噴出物名	マグマ体積 DRE (km ³)	火山体積 (km ³)	参考文献
完新世 A.D.1800頃 A.D.1800頃 8.5ka-A.D.1663	(裏地獄) (大湯沼) Nb-a~ ※1	(水蒸気爆発) (水蒸気爆発) (水蒸気爆発)		
更新世				
登別 ステージ	14.5ka 日和山溶岩ドーム 不明 樺湖アグルチネート	0.04 不明		
クッタラ ステージ	44.1ka Kt-1: pfa,pfl,ps,sfa ca.50ka Kt-2: pfa	14.4 10.2		山縣 (1994) 森泉 (1998) 第四紀火山 カタログ委員 会編 (2000) 山元 (2014) Amma- Miyasaka et al. (2020) Miura et al. (2022)
竹浦ステージ (episode Kt-Tk)	不明 Kt-Tk: sfa 不明 東山	0.4 0.2		
episode Kt-Kt	不明 北山溶岩類 不明 472m峰	0.5 0.2		
	ca.54ka Kt-3: pfa,afa,ps,pfl	20.1		
アヨロ ステージ	59-55ka Kt-Hy: pfa,ps,afa,pfl	7~8※2	76.5	
	ca.75ka Kt-4: pfa,ps,pfl	11		
	ca.84ka Kt-6 (+Kt-5): pfa,ps,pfl	Kt-5: 不明 Kt-6: 16.8		
	90-85ka Kt-7: pfa,pfl	6~24 (pfa) ※3 24 (pfl) ※3		
先アヨロ ステージ	106-85ka Kt-8: pfa,afa,pfl 不明 石山溶岩流 不明 地獄谷火砕丘	[≤VEI5 class※4] 不明 不明		

- ※1 後藤ほか (2013) によれば、12層の水蒸気噴火堆積物の各々の噴火堆積物の体積は10⁵m³オーダー、また、Goto et al. (2015a) によれば、Nb-aの噴出物体積は、4.6×10⁵m³とされている。
- ※2 Miura et al. (2022) によれば、成層火山の体積は6.7km³と推定され、表に示すマグマ体積はKt-Hyテフラの噴出物体積と成層火山体積の推定値を足し合わせた値とされている。
- ※3 Kt-7噴火は、Amma-Miyasaka et al. (2020) によれば、噴出規模が概算として「VEI7 class」とされているが、具体的な数値が示されていないことから、Amma-Miyasaka et al. (2020) を含む複数の文献を参考に、当社で噴出物体積を算出した。その結果、Kt-7の噴出物体積は60~90km³となり、最大値である90km³は、Amma-Miyasaka et al. (2020) における「VEI7 class」と大きな矛盾はないものと考えられる。
- マグマ体積 (DRE) は、山元 (2014) に基づき換算した値であり、Kt-7のマグマ体積は30~48km³ (DRE) となったことから、噴出量-年代階段ダイアグラムにおいては、48km³として図示している。
- ※4 Miura et al. (2022) によれば、Kt-8の噴出規模は、概算として「≤VEI5 class」とされていることから、噴出量-年代階段ダイアグラムにおいては、マグマ体積 (DRE) を1km³として図示している。

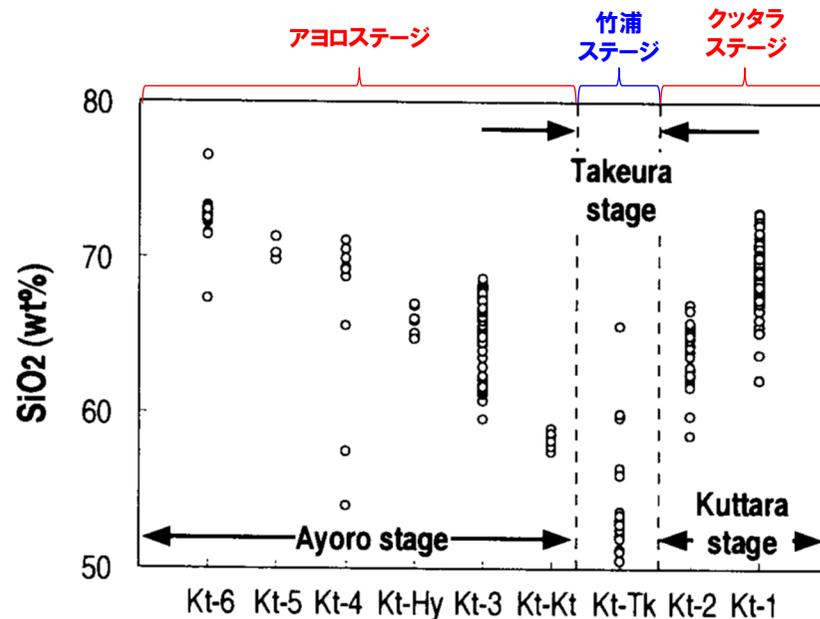
5.3 倶多楽・登別火山群

③-1 活動履歴に基づく検討 (6/6)

再掲 (R5/10/6審査会合)

【噴出物の組成】

- 森泉 (1998) に基づくと、中規模珪長質火砕噴火が発生したアヨロステージ、苦鉄質マグマが活動した竹浦ステージ、竹浦ステージを挟んで再び中規模珪長質火砕噴火が発生したクッタラステージと推移しており、各ステージの噴出物の組成には変化が認められる。
- また、勝井ほか (1988) に基づくと、現在の噴火活動である登別ステージの噴出物 (日和山溶岩) についても、珪長質な組成を示す (右表参照)。



倶多楽・登別火山群の噴出物の全岩SiO₂含有量の時間変化 (森泉 (1998) に加筆)

	登別ステージ	
	後カルデラ期	
No.	28	29
SiO ₂	67.08	56.98
TiO ₂	0.37	0.68
Al ₂ O ₃	15.35	15.72
Fe ₂ O ₃	3.19	7.33
FeO	1.80	2.48
MnO	0.06	0.16
MgO	1.64	3.31
CaO	4.32	7.49
Na ₂ O	3.33	3.04
K ₂ O	1.43	0.69
P ₂ O ₅	0.00	0.07
H ₂ O (+)	0.44	1.34
H ₂ O (-)	0.56	0.34
Total	99.57	99.63
Analyst	O.K	KK

No.28: 普通輝石シソ輝石デイサイト, 日和山円頂丘溶岩
No.29: 日和山溶岩中の集積岩

日和山溶岩の全岩化学組成 (勝井ほか (1988) に基づき作成)

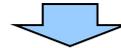
5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-1 地球物理学的調査(地下構造:まとめ)

一部修正 (R5/10/6審査会合)

【目的】

○マグマ溜まりの位置及び規模を把握するため、地下構造調査(地震波速度構造, 比抵抗構造及び重力異常)を実施する。



【各項目における検討結果】

(地震波速度構造) (次頁～P363参照)

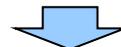
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻(約20km以浅)を確認した結果、約10km程度以浅には以下の状況が認められる。
 - ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない
 - ・また、メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している。当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない
 - ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が低い範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる
 - ・倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内には、マグマや熱水等の流体の移動を示唆する低周波地震群は認められない

(比抵抗構造) (P364～P369参照)

- 倶多楽・登別火山群直下の浅部(4km以浅)には熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が部分的に認められるが、Kt-7噴火と同規模の噴火が可能な規模のマグマ溜まりを示唆する低比抵抗領域は認められない。

(重力異常) (P370～P373参照)

- 重力異常を踏まえマグマ溜まりに関して考察されている文献は認められない。



- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)のうち、深度約10km程度以浅には、現状、Kt-7噴火と同規模の噴火が可能な規模のマグマ溜まりが存在する可能性は十分小さいと判断される。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-2 地球物理学的調査(地下構造:地震波速度構造-まとめ-) (1/3)

一部修正 (R5/10/6審査会合)

【目的】

- Nakajima et al. (2001) 及び中道 (2022) によれば、活火山直下の上部地殻で観測される低Vp、低Vsかつ低Vp/Vs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Vp、低Vsかつ高Vp/Vs領域は、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。
- このことから、地震波速度構造においては、倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)を確認し、約10km程度以浅において、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域の有無を確認する。
- また、あわせて低周波地震及び通常地震の分布状況についても考慮する。



【検討結果(次頁~P363参照)】

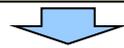
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻(約20km以浅)を確認した結果、約10km程度以浅には以下の状況が認められる。
 - ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない
 - ・メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している。また、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない
 - ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が低い範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)には、マグマや熱水等の流体の移動を示唆する低周波地震群は認められない。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-2 地球物理学的調査(地下構造:地震波速度構造) (2/3)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

○防災科学技術研究所HP上では、「日本列島下の三次元地震波速度構造(2022年度版)」として、Hi-net、F-net及びS-netの観測網による地震記録を用いた、海域を含む日本全国を対象とした地震波トモグラフィ解析結果を公開している(解析手法等の詳細はMatsubara et al.(2022)に記載)。その公開データを用いて、当社が倶多楽・登別火山群における水平・鉛直断面図を作成した。



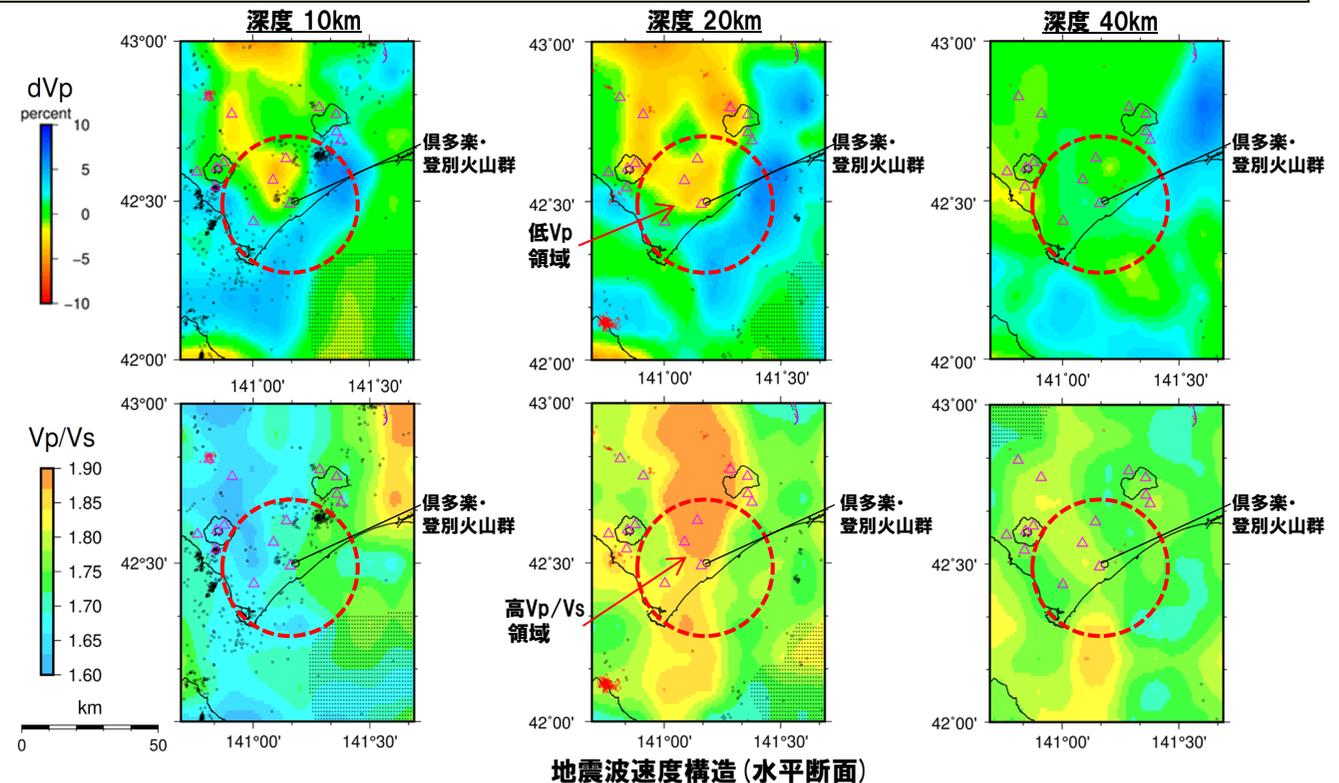
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻(約20km以浅)を確認した結果、約10km程度以浅には以下の状況が認められる。
 - ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない
 - ・また、メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している(次頁に示す南北断面を参照)。当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない
 - ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる
- 倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)には、マグマや熱水等の流体の移動を示唆する低周波地震群は認められない。

【当社におけるマグマ溜まりの状況の確認方法】

- 地球物理学的調査のうち、地下構造については、上部地殻(約20km以浅)を確認し、約10km程度以浅におけるKt-7噴火と同規模の噴火が可能な規模のマグマ溜まりの有無に着目することとする。
- 地震波速度構造については、メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が存在するか否かを確認する。
- 地震波速度構造について確認する際は、低周波地震及び通常地震の分布状況についても考慮する。

凡例

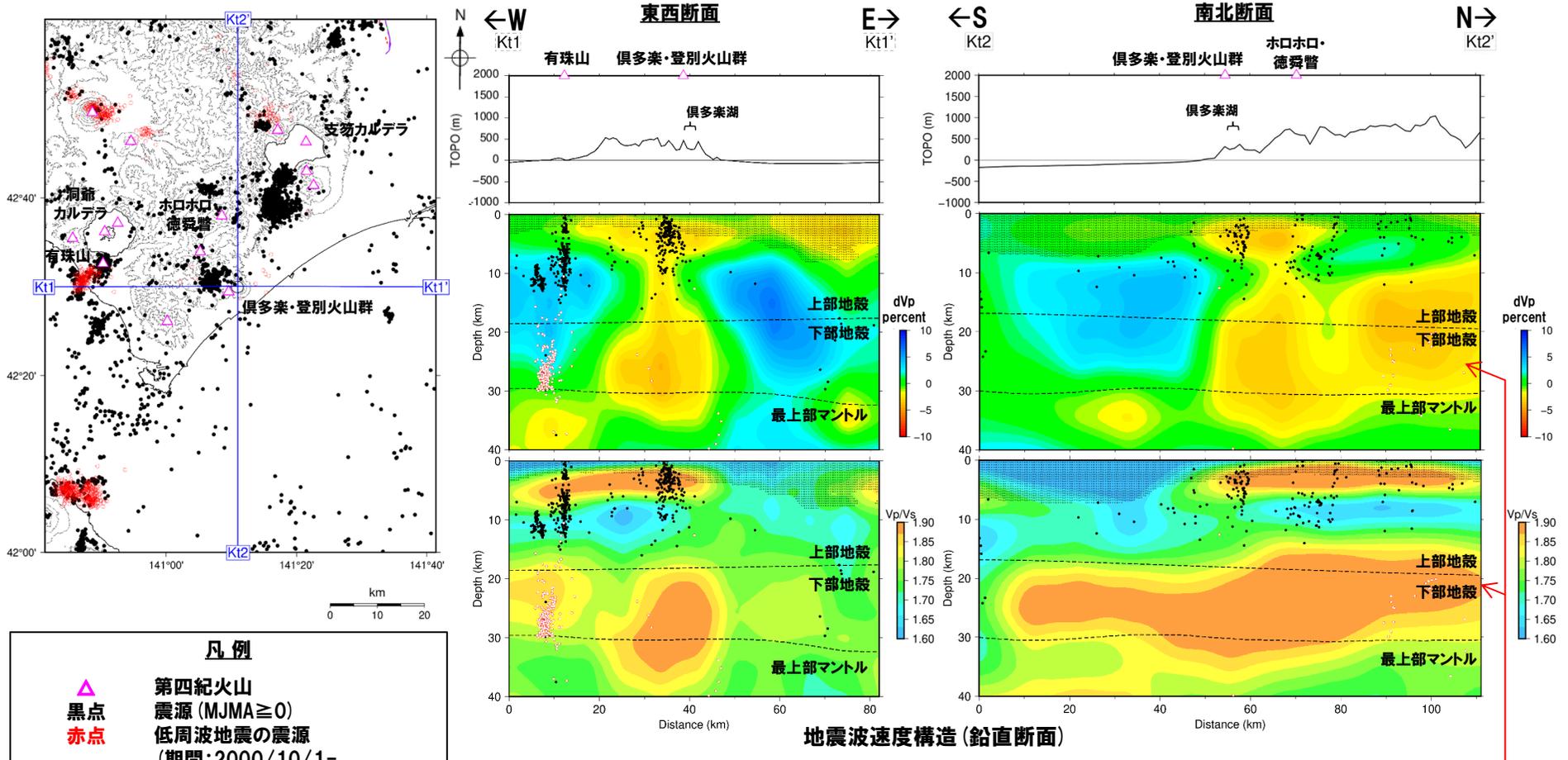
- △ 第四紀火山
- 震源 (MJMA ≥ 0)
- 低周波地震の震源 (期間: 2000/10/1 - 2020/12/31)
- 半透明黒色部 チェッカーボードテストの復元率が20%以下の範囲
- 活断層 } 今泉ほか編(2018)をトレース
- 推定活断層
- 倶多楽・登別火山群を中心とした、半径25kmの範囲



5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-2 地球物理学的調査(地下構造:地震波速度構造) (3/3)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



凡例

- ▲ 第四紀火山
- 震源 (MJMA ≥ 0)
- 低周波地震の震源 (期間: 2000/10/1 - 2020/12/31)
- 半透明黒色部 チェッカーボードテストの復元率が20%以下の範囲
- 活断層 } 今泉ほか編(2018)をトレース
- 推定活断層

- ・深度約10km程度以浅においては、メルトの存在を示唆する顕著な低Vpかつ高Vp/Vs領域は認められない
- ・また、メルトの存在を示唆する低Vpかつ高Vp/Vs領域が、やや北方で、上部地殻の一部まで広がっているものの、その中心部は下部地殻に位置している。当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない
- ・倶多楽・登別火山群直下の浅所においては、低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接しており、また、通常地震が深度10km程度から地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる

地震波トモグラフィ解析における分解能

深さ0~10km: 水平方向0.2° (約20km), 深さ方向5km
 深さ10~40km: 水平方向0.2° (約20km), 深さ方向10km

鉛直断面に記載している火山は、断面位置を中心に±5km内の火山を投影した。
 上部地殻と下部地殻の境界(コンラッド面)はZhao et al. (1992), 下部地殻と最上部マンツルの境界(モホ面)はMatsubara et al. (2017)をトレースした。また、断面から±5kmの範囲の震源をプロットした。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査（地下構造：比抵抗構造-まとめ-）（1/5）

一部修正（R5/1/20審査会合）

【目的】

- 後藤・三ヶ田（2008）によれば、比抵抗は岩石中の伝導性物質の量に依存し、間隙水、マグマ及び湿潤状態の粘土鉱物は高い導電性（低比抵抗）を示すとされている。
- このことから、比抵抗構造においては、倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内（約20km以浅）における低比抵抗領域の有無を確認する。



【検討結果（次頁～P369参照）】

- Goto and Johmori（2015）に基づく、倶多楽・登別火山群直下の浅部には、熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が認められる。
- Hashimoto et al.（2019）に基づく、登別温泉及び倶多楽湖（クッタラカルデラ）の北東部から南側の浅部には、熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が認められ、倶多楽湖直下には低比抵抗領域は認められない。
- なお、倶多楽湖直下に認められる数十Ωmの領域については、メルト分率が低く冷えたマッシュ状マグマの存在を否定するものではないとされており、このことは、深度4km以深に広がるマグマ溜まり※の縁辺部を捉えている可能性を示唆していると考えられるが、以下のことからマッシュ状マグマである可能性は小さいものと判断される。
 - ・当社が作成した地震波速度構造断面においては、深度4km程度までの表層付近は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接している
 - ・通常地震が深度10kmから地表付近まで分布していることから、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる
 - ・下部地殻に中心部が位置する低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域が倶多楽・登別火山群直下まで連続する状況は認められない



- 倶多楽・登別火山群直下の浅部（4km以浅）には熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が部分的に認められるが、Kt-7噴火と同規模の噴火が可能な規模のマグマ溜まりを示唆する低比抵抗領域は認められない。

※東宮（2016）の“magma reservoir”に対応する領域。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査(地下構造:比抵抗構造)(2/5)

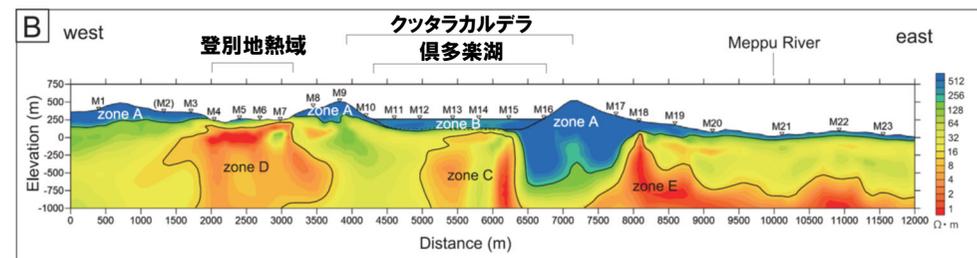
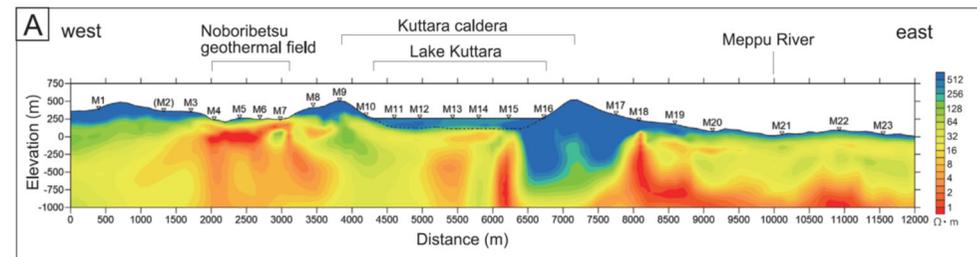
再掲(R5/1/20審査会合)

【Goto and Johmori (2015)】

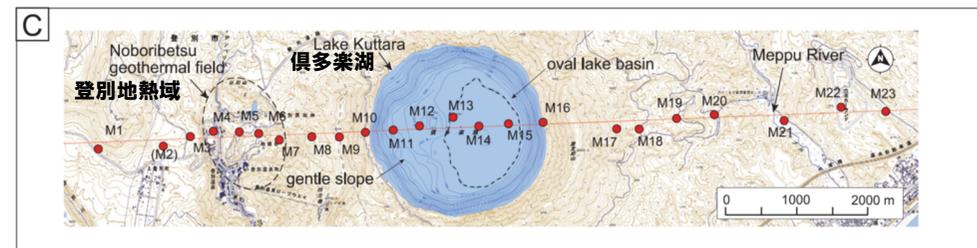
- 倶多楽・登別火山群において、CSAMT法による電磁気探査を実施しているGoto and Johmori (2015) をレビューした。
- ・Goto and Johmori (2015) によれば、倶多楽湖直下の柱状の低比抵抗領域(右図Bの「zone C」)、登別地熱域直下の柱状の低比抵抗領域(右図Bの「zone D」)及びクッタラ火山東部の地下に広がる低比抵抗領域(右図Bの「zone E」)が認められるとされている
- ・「zone C」は、クッタラカルデラ直下に位置していることから、カルデラ崩壊時に沈降した溶岩塊や火砕物が熱水変質を受けた領域と解釈しているとされている
- ・「zone D」は、地熱域の直下に位置することから、高温流体の湧出によって生じた熱水変質帯であると解釈しているとされている
- ・「zone E」は、当該領域における掘削データがないため、適切な解釈を行うことはできないが、熱水変質を受けた可能性が考えられるとされている



- Goto and Johmori (2015) に基づくと、倶多楽・登別火山群直下の浅部には、熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が認められる。



クッタラ火山直下の比抵抗構造(図A:注釈なし, 図B:注釈あり)
(Goto and Johmori (2015) に加筆)



MT観測点位置図
(Goto and Johmori (2015) に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査(地下構造:比抵抗構造)(3/5)

一部修正(R5/1/20審査会合)

【Hashimoto et al. (2019)】

- 倶多楽・登別火山群において、MT法による電磁気探査を実施しているHashimoto et al. (2019)をレビューした。
 - ・Hashimoto et al. (2019)によれば、倶多楽湖を横切る東西断面の浅部において、Goto and Johmori (2015)と同様な結果が得られたとされている
 - ・登別温泉直下の深度1km以浅において、低比抵抗領域(1~10Ωm, 次頁右図「C1」)が認められる
 - ・既往調査において堆積物中に熱水変質鉱物が多く含まれること及び温泉水中の酸素と水素の同位体比が深部起源を示唆することが報告されていることを踏まえると、低比抵抗領域C1は、深部から上昇する熱水、熱水または火山ガスによる高温並びに熱水変質鉱物による複合作用により低比抵抗を示すと考えられるとされている
 - ・クッタラカルデラの北東部から南側の浅部において、パッチ状の低比抵抗領域(1~10Ωm, 次頁右図「C2」及び次頁左下図)が認められる
 - ・深部の掘削データはないものの、低比抵抗領域C2が地下水によるものとする、大気由来または倶多楽湖の湖水由来の水はそこまで比抵抗が低いことから、火山性流体が注入されたために低比抵抗を示す水が存在すると考えられるとされている
 - ・倶多楽湖直下の深度4km以浅(次頁右図「M」)において、1Ωmオーダーの比抵抗値を示しマグマ溜まりを示唆するような低比抵抗領域は認められないとされている
 - ・しかし、領域Mの数十Ωmという比抵抗値を考慮すると、メルト分率が低く冷えたマッシュ状マグマ或いは気液が混合した熱水貯留層の存在を否定するものではないとされている



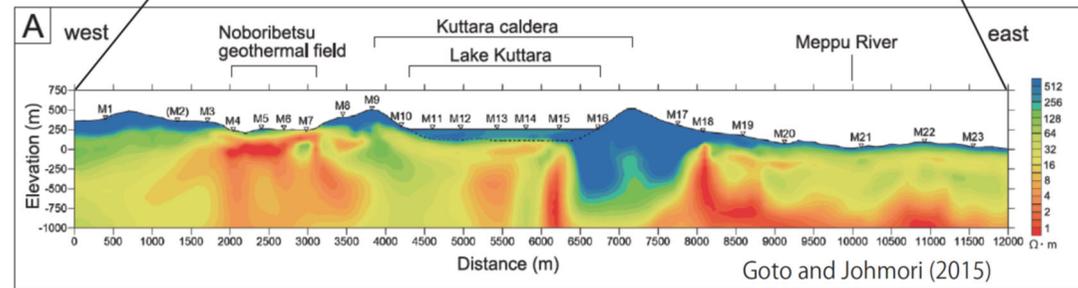
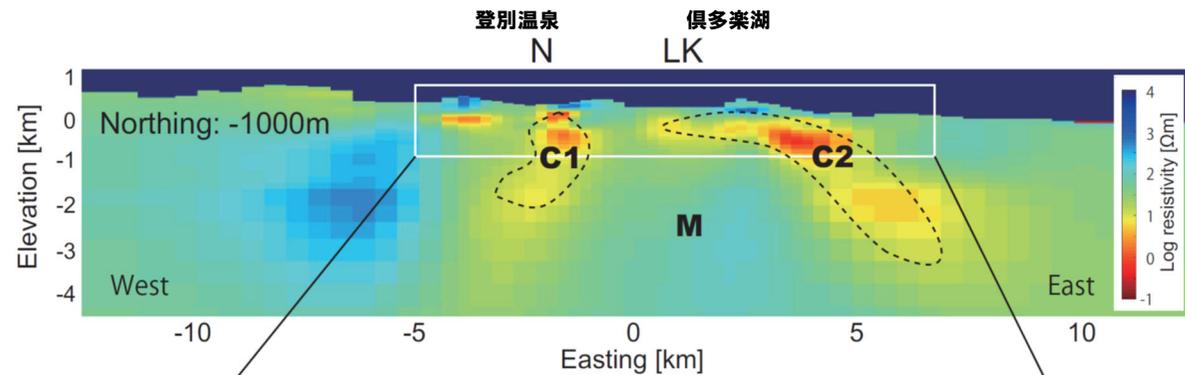
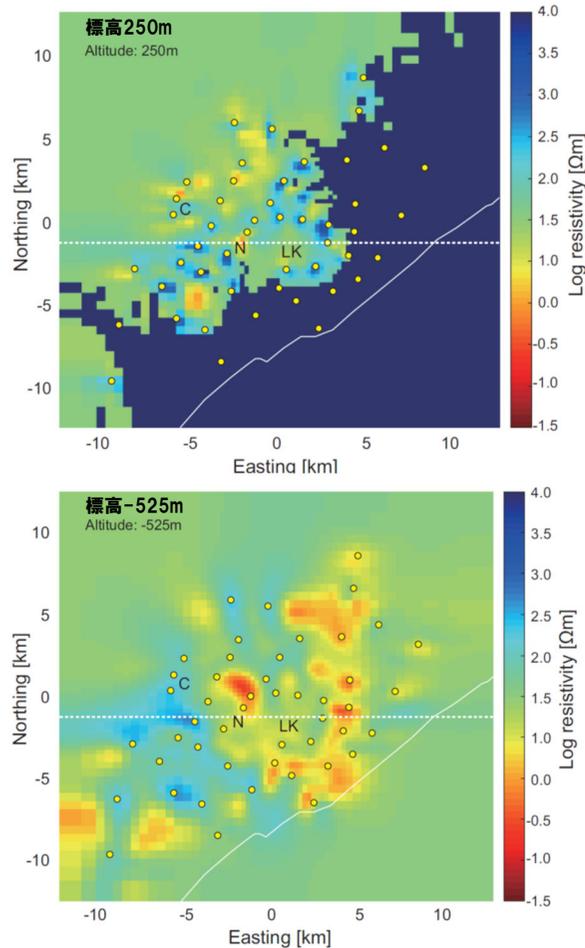
- Hashimoto et al. (2019)に基づく、登別温泉及び倶多楽湖(クッタラカルデラ)の北東部から南側の浅部には、熱水、高温及び熱水変質帯によると考えられる低比抵抗領域が認められ、倶多楽湖直下には低比抵抗領域は認められない。
- なお、倶多楽湖直下に認められる数十Ωmの領域については、メルト分率が低く冷えたマッシュ状マグマの存在を否定するものではないとされており、このことは、深度4km以深に広がるマグマ溜まり※の縁辺部を捉えている可能性を示唆していると考えられるが、以下のことからマッシュ状マグマである可能性は小さいものと判断される。
 - ・当社が作成した地震波速度構造断面においては、深度4km程度までの表層付近は信頼度が高くない範囲に含まれる若しくは隣接している(P369図中①)
 - ・通常地震が深度10kmから地表付近まで分布していることから(P369図中②)、この深度では脆性的な破壊が生じていると考えられる
 - ・下部地殻に中心部が位置する低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない(P369図中③)

※東宮(2016)の“magma reservoir”に対応する領域。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査(地下構造:比抵抗構造) (4/5)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



上段:クッタラ火山の比抵抗構造(東西断面, 断面位置は左図参照)
 下段:上段図中の白枠に対応するGoto and Johmori (2015) による比抵抗構造 (P365参照)
 (Hashimoto et al. (2019) に加筆)

LK: 倶多楽湖 ● : MT観測点
 N: 登別温泉 白破線: 右図東西断面位置
 C: カルルス温泉

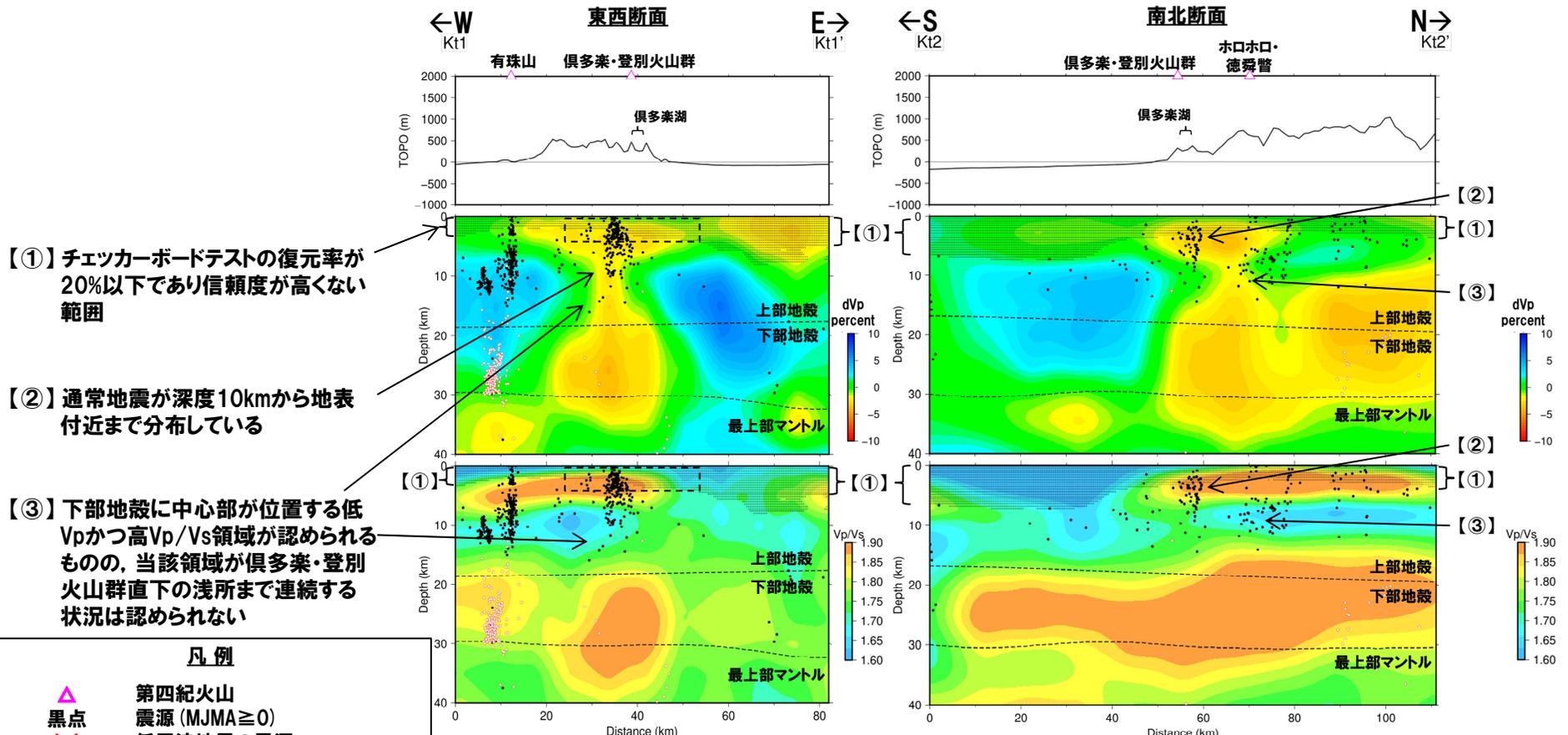
クッタラ火山の比抵抗構造(水平断面)
 (Hashimoto et al. (2019) に加筆)

余白

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-3 地球物理学的調査(地下構造:比抵抗構造)(5/5)

一部修正 (R5/1/20審査会合)



- 【①】 チェッカーボードテストの復元率が20%以下であり信頼度が高い範囲
- 【②】 通常地震が深度10kmから地表付近まで分布している
- 【③】 下部地殻に中心部が位置する低Vpかつ高Vp/Vs領域が認められるものの、当該領域が倶多楽・登別火山群直下の浅所まで連続する状況は認められない

凡例

- △ 第四紀火山
- 黒点 震源 (Mjma ≥ 0)
- 赤点 低周波地震の震源 (期間: 2000/10/1 - 2020/12/31)
- 半透明黒色部 チェッカーボードテストの復元率が20%以下の範囲
- 活断層 } 今泉ほか編(2018)をトレース
- 推定活断層 }

地震波速度構造
(鉛直断面, 断面位置図はP363参照)

鉛直断面に記載している火山は、断面位置を中心に±5km内の火山を投影した。上部地殻と下部地殻の境界(コンラッド面)はZhao et al.(1992), 下部地殻と最上部マントルの境界(モホ面)はMatsubara et al.(2017)をトレースした。また、断面から±5kmの範囲の地震をプロットした。

地震波トモグラフィ解析における分解能

深さ0~10km: 水平方向0.2° (約20km), 深さ方向5km
 深さ10~40km: 水平方向0.2° (約20km), 深さ方向10km

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-4 地球物理学的調査(地下構造:重力異常-まとめ-) (1/4)

一部修正 (R5/10/6審査会合)

【目的】

- 下鶴ほか編(2008)によれば、重力異常から地下密度構造を求めることができ、周辺の地殻に比べて火山の下に何らかの質量欠損があるか、過剰があるかは火山の地下構造を論ずるうえで重要であるとされている。
- このことから、重力異常を踏まえた支笏カルデラ周辺の地下構造に関して考察している文献について確認する。



【検討結果(次頁～P373参照)】

- 森泉(1998)に基づく、倶多楽・登別火山群周辺には、アヨロステージ以前の火口位置を示唆する可能性も考えられる低重力異常域が認められる。
- 畠山ほか(2005)に基づく、倶多楽・登別火山群周辺においては、現在のクツタラカルデラより大きい低重力異常型カルデラが存在していたことを示唆する可能性も考えられる低重力異常域が認められる。
- 重力異常を踏まえたマグマ溜まりに関する考察はされていない。



- 重力異常を踏まえたマグマ溜まりに関して考察されている文献は認められない。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-4 地球物理学的調査(地下構造:重力異常)(2/4)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

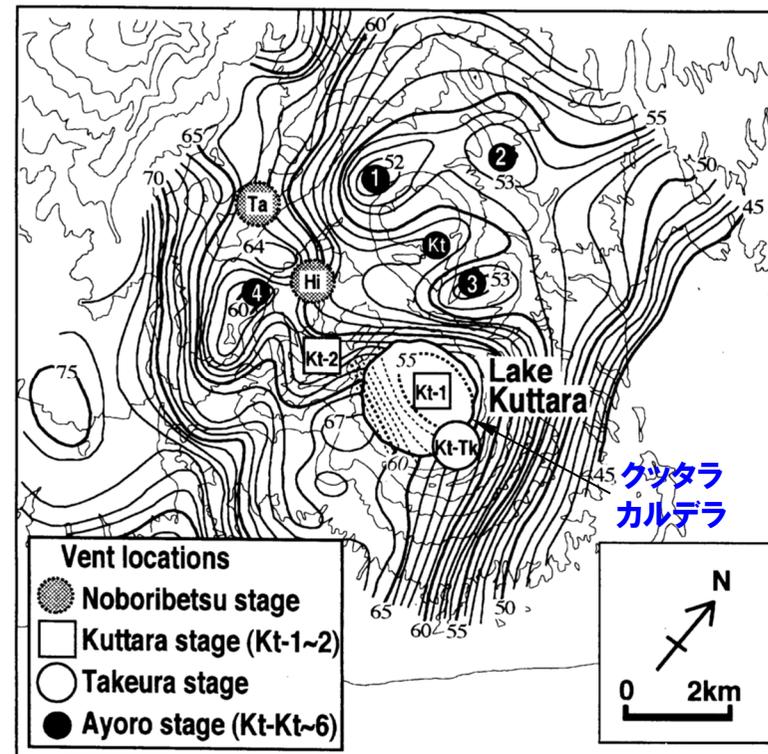
【森泉(1998)】

- 倶多楽・登別火山群周辺における地形と重力測定の結果から火口位置の推定を行っている森泉(1998)をレビューした。
 - ・森泉(1998)によれば、アヨロステージ※のKt-6, 4, 3テフラの噴火では噴出体積が10km³(D.R.E.)を超えることから、クッタラステージ※のKt-1と同様にカルデラが形成された可能性があるとしてされている
 - ・クッタラカルデラを給源とするKt-1火砕流の分布地域に比べるとアヨロステージの火砕流がクッタラカルデラの東側に偏って分布することから、下図の1~3の低重力異常地域はアヨロステージの火口である可能性があるとしてされている

※各活動ステージについてはP358参照。



- 森泉(1998)に基づく、倶多楽・登別火山群周辺には、アヨロステージ以前の火口位置を示唆する可能性も考えられる低重力異常域が認められる。
- 重力異常を踏まえたマグマ溜まりに関する考察はされていない。



クッタラ火山群周辺の重力異常及び推定火口位置(森泉(1998)に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-4 地球物理学的調査(地下構造:重力異常) (3/4)

再掲 (R5/1/20審査会合)

【畠山ほか(2005)】

- 地形、重力異常等から現在のクッタラカルデラを取り巻く先クッタラカルデラを提唱している畠山ほか(2005)をレビューした。
 - ・畠山ほか(2005)によれば、衛星画像でこの地域を見てみると、倶多楽カルデラの北方から西方にかけて環状構造(下図矢印)が確認できるとされている
 - ・新エネルギー・産業技術総合開発機構(1990)による等重力線図(次頁参照)では、環状構造の内側(成層火山により埋積されていない部分)に複数の低重力異常域が見られ、これらの低重力異常域の存在から、この環状構造はカルデラに伴うものであると考えられるとされている
 - ・森泉(1998)(前頁参照)は、これらの低重力異常域それぞれが火口であると推定したが、これらの低重力異常域はひとつひとつの火口を示しているのではなく、大きな低重力異常型カルデラを示すものであると想定できるとされている
 - ・環状構造の存在を考えると、現在のクッタラカルデラよりも大きいカルデラが成層火山により埋められ、カルデラ壁と成層火山体との間に低重力異常域が残っていると考えたほうが合理的であるとされている
 - ・クッタラ火山の噴出量は 100km^3 を優に超えたと考えられ、洞爺カルデラ(径 $11\times 12\text{km}$, 噴出量 118km^3), 支笏カルデラ(径 $14\times 18\text{km}$, 噴出量 120km^3)に匹敵する噴出量であるが、クッタラカルデラは径 3km であり、その量を噴出したと考えるのは難しいとされている
 - ・今回発見した環状構造が成層火山の形成以前にできた古いカルデラであると考えれば、噴出量とカルデラのサイズは合理的に説明できるとされている



- 畠山ほか(2005)に基づく、倶多楽・登別火山群周辺においては、現在のクッタラカルデラより大きい低重力異常型カルデラが存在していたことを示唆する可能性も考えられる低重力異常域が認められる。
- 重力異常を踏まえたマグマ溜まりに関する考察はされていない。

凡例

- ⇒ : 成層火山体を取り巻く環状構造
- : 登別温泉

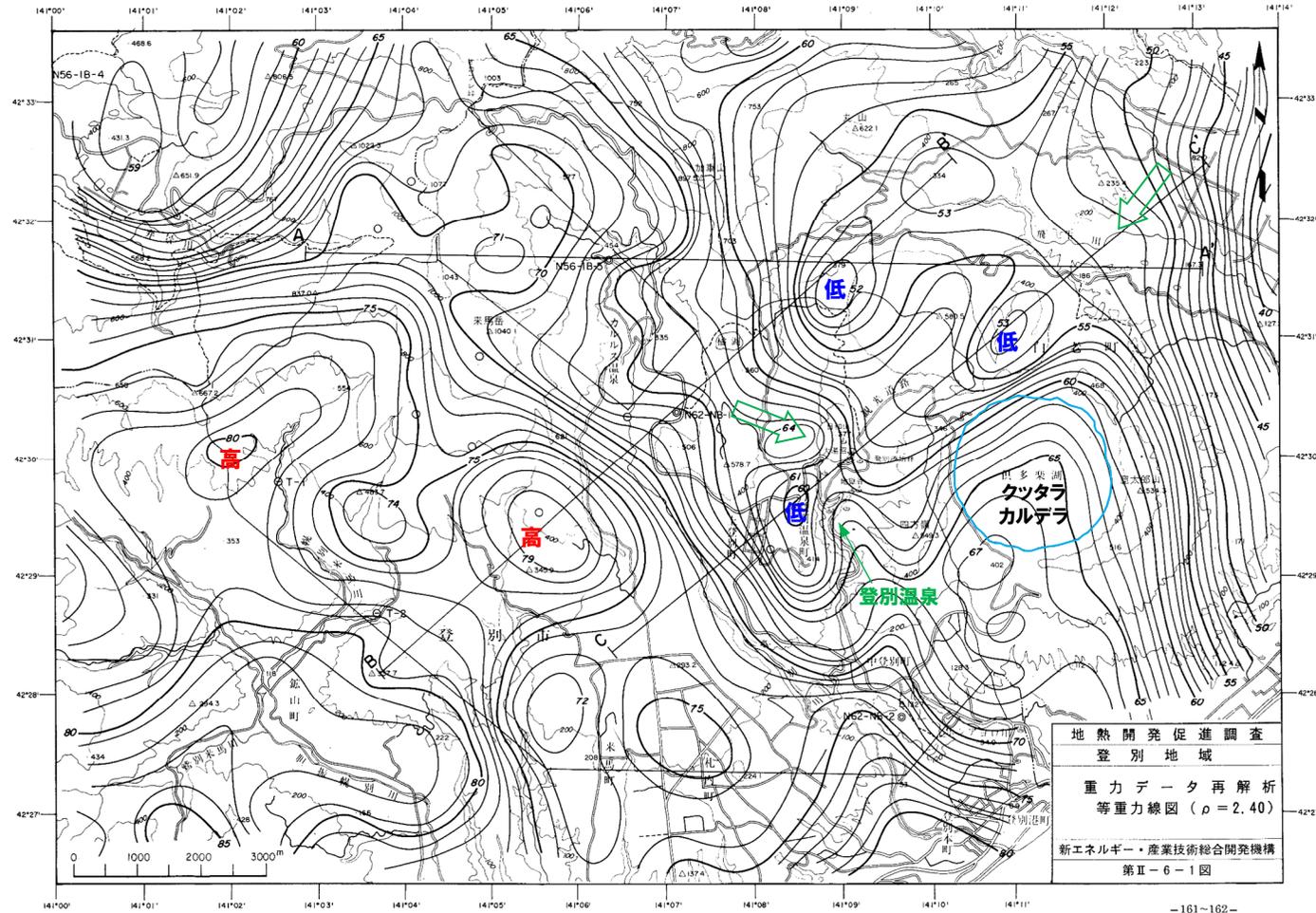


先クッタラカルデラ周辺の3D地図画像(畠山ほか(2005)に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-4 地球物理学的調査(地下構造:重力異常) (4/4)

再掲 (R5/1/20審査会合)



高・低: 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1990) における主な高重力域又は主な低重力域を示す

⇒: 前頁図中で環状構造 (矢印) が示される位置付近を示す

倶多楽・登別火山群周辺の等重力線図
(新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1990) に加筆)

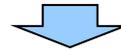
5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-5 地球物理学的調査(火山性地震及び地殻変動:まとめ)

一部修正(R5/10/6審査会合)

【目的】

○マグマの移動・上昇及び集積の活動の有無を把握するため、火山性地震及び地殻変動の観点から検討を実施する。



【各項目における検討結果】

(火山性地震(低周波地震))(次頁～P381参照)

○倶多楽・登別火山群周辺の火山性地震のうち、低周波地震活動は、ほとんど認められない。

(地殻変動)(P382～P390参照)

○倶多楽・登別火山群周辺の地殻変動は、白老町の局所的な変動、プレート間固着効果等に伴う定常的な変動、周辺の地震による余効変動及び2000年有珠山噴火後の長期的な変動等が認められる。

○また、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)において、2016年以降に確認される隆起及び当該領域を含む基線の伸びは認められるが、熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。

○これらの変動以外に継続的かつ顕著な地殻変動(変位の累積)は認められない。



○倶多楽・登別火山群直下の上部地殻内(約20km以浅)には、現状、大規模なマグマの移動・上昇及び集積の活動を示す兆候は認められないと判断される。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震-まとめ-) (1/6)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

【目的】

- 下鶴ほか編(2008)によれば、火山性地震のうち低周波地震は、マグマや熱水などの流体が関与して発生していると考えられているものが多いとされている。
- このことから、倶多楽・登別火山群周辺の低周波地震の時空間分布を確認した上で、上部地殻における低周波地震群の有無を確認する。



【検討結果】

- 確認に当たっては、公的機関の観測結果を取りまとめた「日本活火山総覧(第4版)」(気象庁編, 2013), 「第153回火山噴火予知連絡会資料」(気象庁, 2024), 一元化处理震源データ(2001年10月~2023年3月)等を用いた。
- 確認結果は以下のとおり(下線部は低周波地震に関する事項)。(気象庁, 2013)(次頁~P377参照)
 - 地震活動は、日和山の西側の浅部に認められ、位置及び規模の時空間分布に変化の兆候は認められない。
 - 低周波地震活動は、ほとんど認められない。
- (気象庁, 2024)(P378参照)
 - 地震活動は、日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められるが、それ以外の期間では火山性地震は少なく、地震活動は低調に経過している。
 - 低周波地震活動は、ほとんど認められない。
- (一元化处理震源データ(気象庁, 大学, 防災科学技術研究所等)※)(P380~P381参照)
 - 倶多楽・登別火山群周辺においては、日和山の西側に通常地震の震央が集中している。
 - マグニチュード0以上の地震は、日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められるが、低周波地震については、発生数は少なく増加傾向も認められない。

※北海道地域における一元化处理震源データの地震観測点は、気象庁、大学、防災科学技術研究所、海洋研究開発機構及び地震予知総合研究振興会が配置している。このうち、主に地震観測点を配置している機関は、気象庁、大学及び防災科学技術研究所の3機関であることから、「一元化处理震源データ(気象庁、大学、防災科学技術研究所等)」と記載している。なお、以降においても記載で示している。



- 倶多楽・登別火山群周辺の火山性地震のうち、低周波地震活動は、ほとんど認められない。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(2/6)

再掲(R5/1/20審査会合)

【気象庁編(2013)】

○倶多楽・登別火山群周辺には、公的機関の地震計が設置されている。

○「日本活火山総覧(第4版)」(気象庁編, 2013)に地震活動及び深部低周波地震活動の時空間分布が取りまとめられている。



倶多楽・登別火山群周辺の地震計位置図
 (「日本活火山総覧(第4版)」(気象庁編, 2013)に基づき作成)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(3/6)

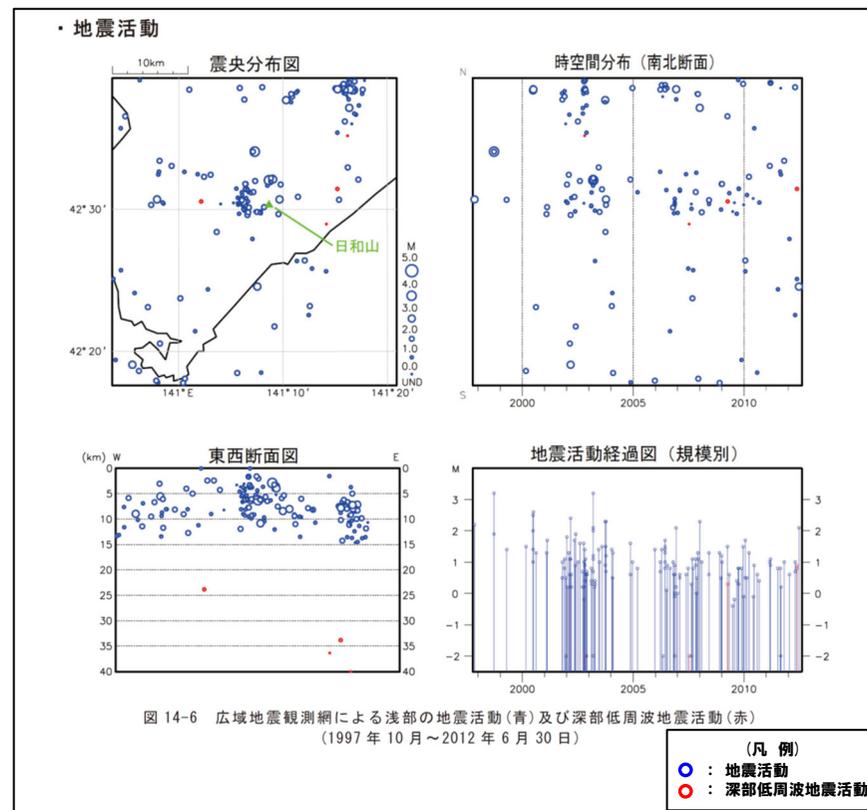
一部修正 (R5/1/20審査会合)

【気象庁編(2013)】

○倶多楽・登別火山群周辺の地震活動(1997年10月～2012年6月)を下図に示す。



- 倶多楽・登別火山群周辺においては、日和山の西側に震央の分布が認められる。
- 地震活動は、日和山の西側の浅部に認められ、位置及び規模の時空間分布に変化の兆候は認められない。
- 低周波地震活動は、ほとんど認められない。



倶多楽・登別火山群周辺の地震活動
(1997年10月～2012年6月30日, 「日本活火山総覧(第4版)」(気象庁編, 2013)に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(4/6)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

【気象庁(2024)】
 ○「第153回火山噴火予知連絡会資料」(気象庁, 2024)では、倶多楽・登別火山群周辺の地震活動(1997年10月~2023年12月)について、右図のとおり示されている。



○倶多楽・登別火山群周辺においては、日和山の西側に震央の分布が認められる。
 ○地震活動は、日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められるが、それ以外の期間では火山性地震は少なく、地震活動は低調に経過している。
 ○低周波地震活動は、ほとんど認められない。

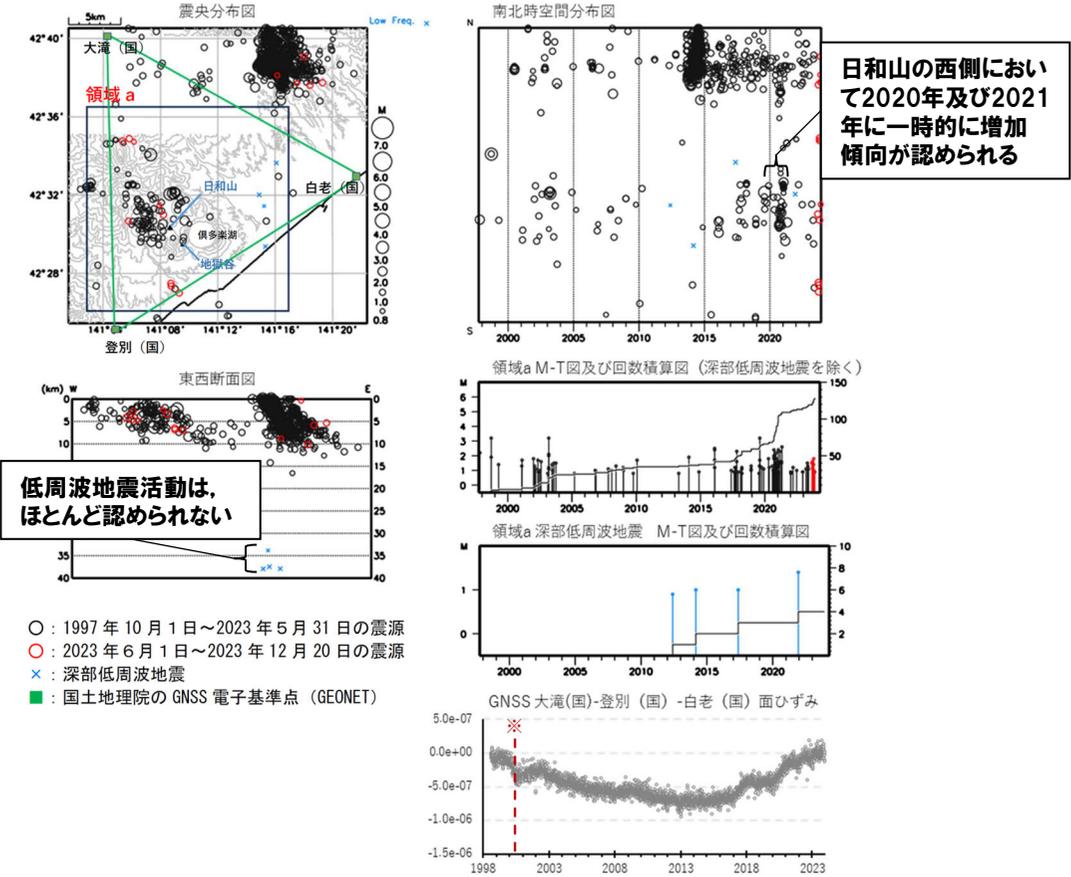


図1 倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動及び周辺のGEONET点による面ひずみの推移(1997年10月~2023年12月20日、 $M \geq 0.7$ 、深さ40km以浅)
 ※で示した面ひずみの変化は、有珠山の2000年噴火に伴う深部収縮によるものである。
 GNSSデータには、広域のテクトニックな変動成分や2003年十勝沖地震及び2011年東日本太平洋沖地震の余効変動成分などを推定して補正を行っている。

- ・震源は倶多楽の火口想定域(図6参照)の北西及びその南北に分布した。
- ・2017年以降、この領域の面ひずみは増大傾向にあり、レートの断続的な高まりと地震活動の盛衰には同期性がある。ただし、直近の地震の増加に対応するようなひずみレートの増大は今のところは明瞭には認められない。

**倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動
 (気象庁(2024)に加筆)**

余白

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(5/6)

一部修正(R5/1/20審査会合)

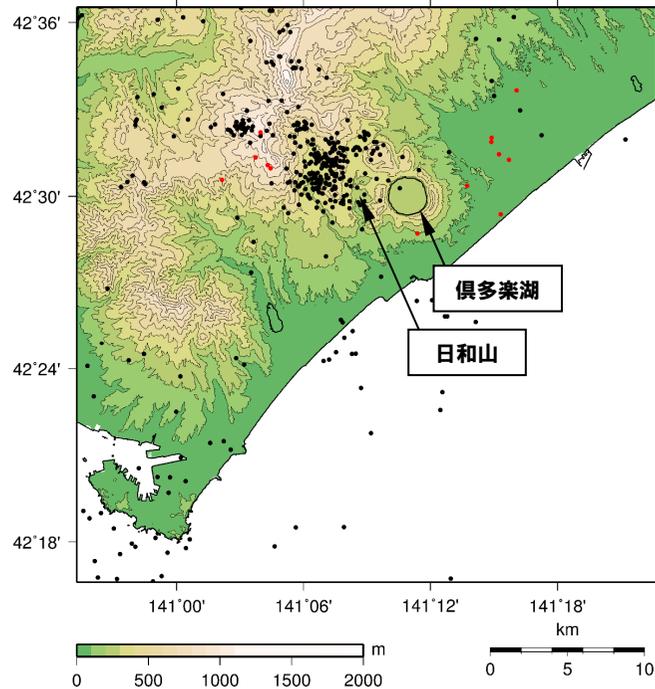
【一元化处理震源データ(気象庁, 大学, 防災科学技術研究所等)】

○過去約20年間における倶多楽・登別火山群周辺の深さ40km以浅の地震活動の震央分布を示す。震央のデータは一元化处理震源データ(2001年10月~2023年3月)を使用した。



○倶多楽・登別火山群周辺においては、日和山の西側に通常地震の震央が集中している。

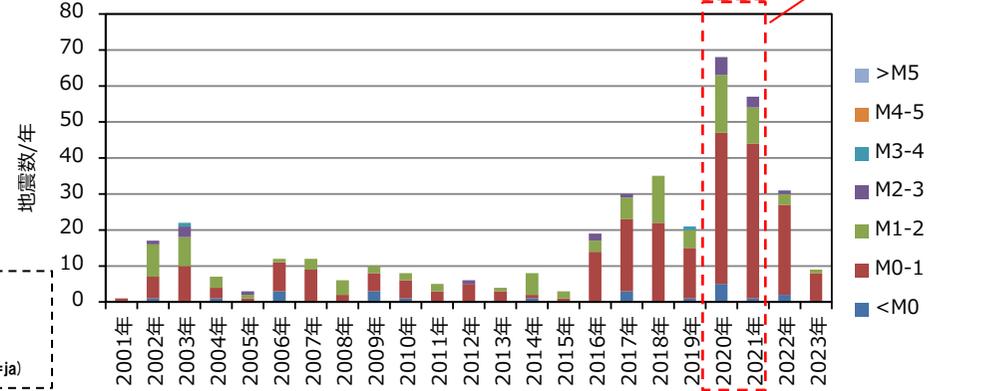
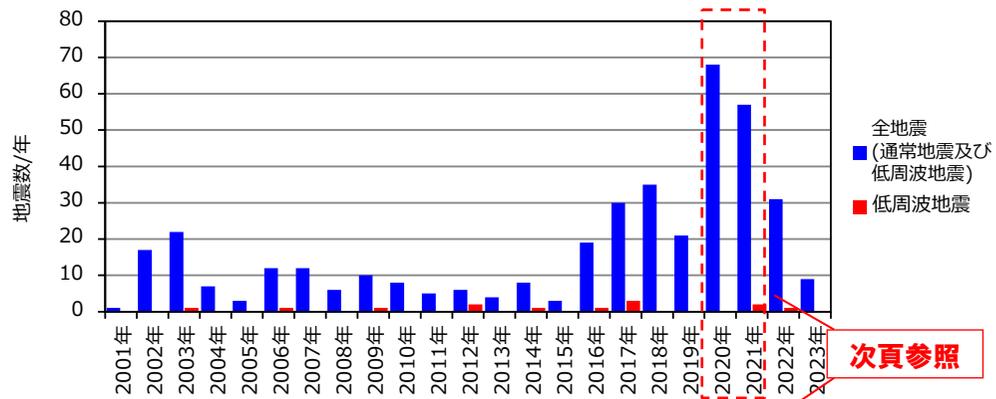
○マグニチュード0以上の地震は、日和山の西側において2020年及び2021年に一時的に増加傾向が認められるが、低周波地震については、発生数は少なく増加傾向も認められない(次頁参照)。



凡例
 ●: 通常地震
 ●: 低周波地震

【一元化处理震源データ】
 2001/10/01~2022/03/31
 気象庁 (<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/hypo.html>)
 2022/04/01~2023/3/31
 防災科学技術研究所 (<https://hinetwww11.bosai.go.jp/auth/JMA/?LANG=ja>)

倶多楽・登別火山群周辺の震央分布図 (2001年10月1日~2023年3月31日の記録(深さ40km以浅))



地震発生回数の年別時間変化(2001年~2023年※, 深さ40km以浅)
 ※2001年は10月1日~12月31日, 2023年は1月1日~3月31日のデータを掲載。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-6 地球物理学的調査(火山性地震)(6/6)

一部修正 (R5/1/20審査会合)

【気象庁, 2020; 気象庁HP】

○「第147回火山噴火予知連絡会資料」(気象庁, 2020) 及び「火山活動解説資料(令和3年年報)」(気象庁HP) では、倶多楽・登別火山群について、地震の発生状況を示している。



○日和山の西側を震源とする地震活動は、2020年10月10日及び同年11月17から21日にかけて並びに2021年5月1日に一時的に地震が増加したとされているが、それ以外の期間では火山性地震は少なく、地震活動は低調に経過している。
 ○上記の一時的な地震の増加に伴う低周波地震の増加は認められない。

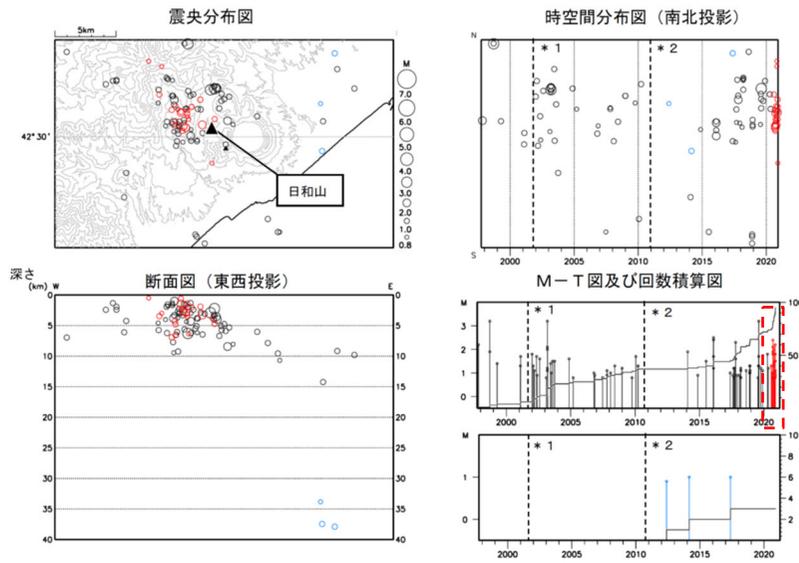


図8 倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動 (1997年10月1日~2020年11月30日、M \geq 0.8、深さ40km以浅)
 ○: 1997年10月1日~2020年5月31日
 ●: 2020年6月1日~2020年11月30日
 ○: 深部低周波地震
 * 1: 2001年10月以降、Hi-netの追加に伴い検知能力が向上している。
 * 2: 2010年9月以降、火山観測点の追加に伴い検知能力が向上している。
 2020年4月18日から10月23日までの地震について、暫定的に震源精査の基準を変更しているため、その前後の期間と比較して微小な地震での震源決定数の変化(増減)が見られる。
 2020年9月以降の震源は、地震観測点の標高を考慮する等した新手法で求められている。
 この地図の作成には国土地理院発行の「数値地図50mメッシュ(標高)」を使用した。

倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動 (気象庁(2020)に加筆)

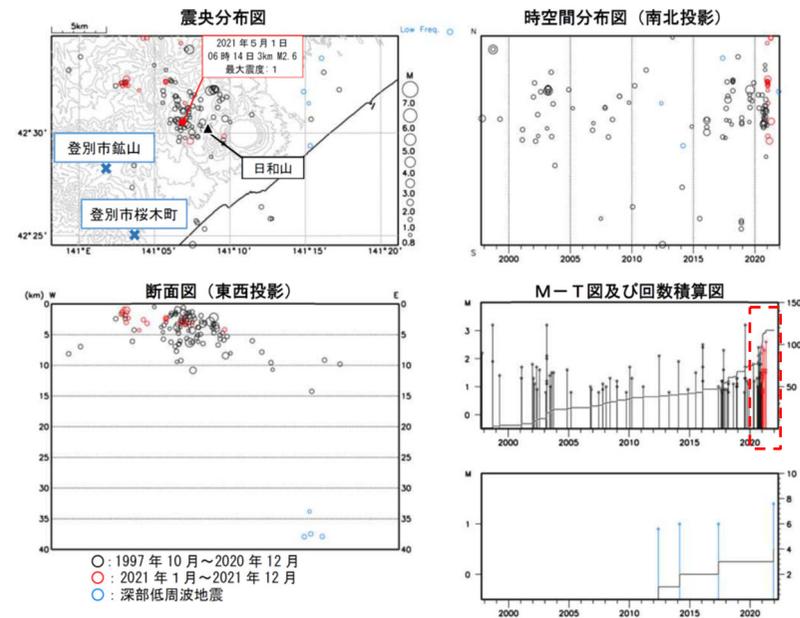


図9 倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動 (1997年10月~2021年12月、M \geq 0.8、深さ40km以浅)
 ○: 1997年10月~2020年12月
 ●: 2021年1月~2021年12月
 ○: 深部低周波地震
 * 5月1日に日和山の西側で地震が一時的に増加し、そのうち日和山の西約2km、深さ3kmで発生した地震(マグニチュード2.6)により、図中に×で示した登別市鉢山及び登別市桜木町で震度1を観測しました。
 * 6月以降、山体及び周辺で発生する地震は少ない状態で経過しました。

倶多楽 一元化震源による周辺の地震及び深部低周波地震活動 (気象庁HPに加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動-まとめ-) (1/9)

一部修正 (R3/10/14審査会合)

【目的】

- 青木(2016)によれば、マグマ溜まりにマグマが注入されると、マグマ溜まりが増圧し山体は膨張するとされている。
- このことから、電子基準点等のデータを整理した上で、継続的かつ顕著な地殻変動の有無を確認する。



【検討結果】

(地殻変動(上下変動及び基線長変化)) (P384~P385参照)

- 全ての基線において、2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動に伴う基線の伸びが、一部基線において、プレート間固着効果等による定常的な沈降及び2000年有珠山噴火後の長期的な変動に伴う基線の縮みが認められる。
- 倶多楽・登別火山群付近の上下変動は、上記の余効変動等に由来する小樽1地点との相対的な差異を捉えているものと考えられ、これ以外に継続的かつ顕著な比高変化は認められない。
- 倶多楽・登別火山群付近の基線長変化は、一部基線において、2000年有珠山噴火後の長期的な変動に伴う基線の縮みが、一部基線において、2003年十勝沖地震及び2011年東北地方太平洋沖地震に伴う余効変動に伴う基線の伸びが認められる。
- また、一部基線において、2020年頃から現在にかけて基線の伸びが認められるが、これは、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)の隆起に伴うものと考えられる。
- これらの基線長変化以外に、継続的かつ顕著な膨張又は収縮傾向は認められない。

(地殻変動(干渉SAR時系列解析)) (P386~P389参照)

- 倶多楽・登別火山群周辺においては、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)で衛星に近づく変動(隆起傾向)が認められる。
- 電子基準点に基づく基線長変化においても、倶多楽を取り囲む基線で2020年頃からわずかな伸びの傾向が認められることから、当該領域の地下に何らかの膨張源が存在している可能性が考えられる。
- このため、膨張源の成因について、地下構造(地震波速度構造及び比抵抗構造)の観点から検討を行った。
 - ・洞爺カルデラにおける当社電磁気探査結果に基づく、当該領域の地下10km程度に低比抵抗領域が認められる
 - ・地震波トモグラフィ解析結果からは、当該領域の地下10~20km付近に低Vpかつ低Vp/Vs領域が認められ、水の存在が示唆される
- 以上から倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)に認められる隆起及び基線の伸びは、熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。

(次頁へ続く)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動-まとめ-) (2/9)

一部修正(R3/10/14審査会合)

(前頁からの続き)

(地殻変動(水準測量))(P390参照)

- 国土地理院「一等水準点検測成果集録」においては、白老町に局所的な変動が認められるものの、倶多楽・登別火山群規模の顕著な隆起又は沈降は認められない。



- 倶多楽・登別火山群周辺の地殻変動は、白老町の局所的な変動、プレート間固着効果等に伴う定常的な変動、周辺の地震による余効変動及び2000年有珠山噴火後の長期的な変動等が認められる。
- また、倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)において、隆起及び当該領域を含む基線の伸びは認められるが、熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。
- これらの変動以外に継続的かつ顕著な地殻変動(変位の累積)は認められない。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(3/9)

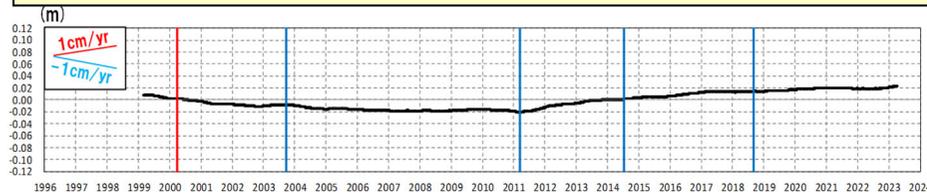
一部修正 (R5/10/6審査会合)

【上下変動】

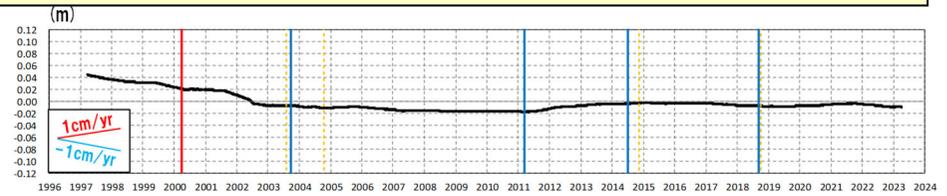
- 倶多楽・登別火山群付近の4基準点(登別, 白老, 大滝及び伊達)について, 各電子基準点設置以降から2023年3月までの上下変動を示す。
- 固定局は, 倶多楽・登別火山群と同様に東北日本弧延長部に位置し, 第四紀火山から距離があること等を踏まえ, 小樽1地点とした。
- 季節変化に伴う影響(気象条件に関するノイズ, 電子基準点周辺の樹木の生長等)を除去するために, 各基準点の上下変動について1年間の移動平均グラフを作成した。



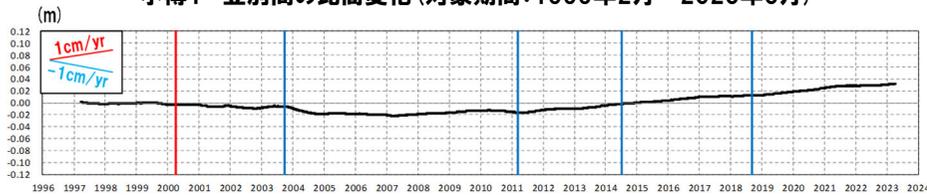
- Suito (2018) を踏まえると, 全ての基線において, 2011年東北地方太平洋沖地震の余効変動に伴う隆起が認められる。
- また, 村上ほか(2001)を踏まえると, 一部基線において, プレート間固着効果等による定常的な沈降及び2000年有珠山噴火後の長期的な変動に伴う沈降が認められる。
- 倶多楽・登別火山群付近の上下変動は, 上記の余効変動等に由来する小樽1地点との相対的な差異を捉えているものと考えられ, これ以外に継続的かつ顕著な比高変化は認められない。



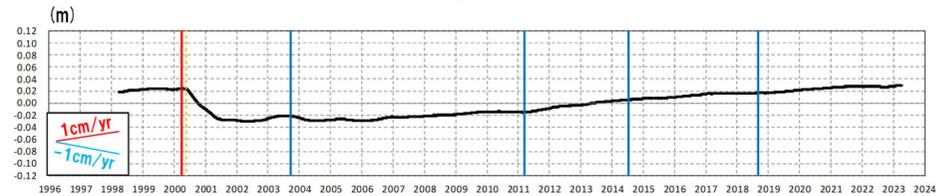
小樽1—登別間の比高変化(対象期間:1999年2月~2023年3月)



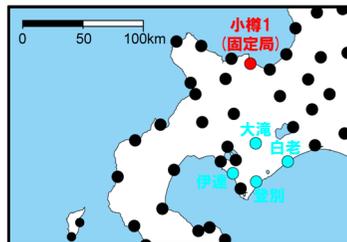
小樽1—白老間の比高変化(対象期間:1997年3月~2023年3月)



小樽1—大滝間の比高変化(対象期間:1997年3月~2023年3月)



小樽1—伊達間の比高変化(対象期間:1998年3月~2023年3月)



倶多楽・登別火山群付近
電子基準点位置図

- 2000年有珠山噴火
- 2003年十勝沖地震
- 2011年東北地方太平洋沖地震
- 2014年胆振地方中東部の地震
- 2018年北海道胆振東部地震
- 伐木

5.3 倶多楽・登別火山群

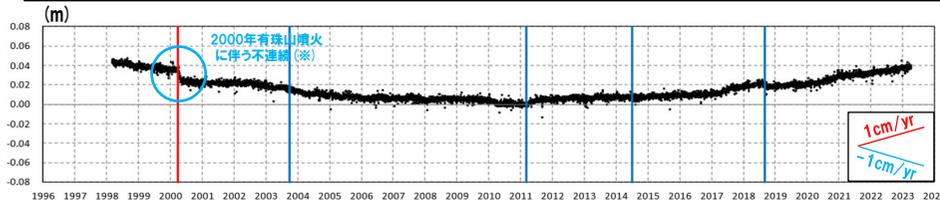
③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(4/9)

一部修正 (R5/10/6審査会合)

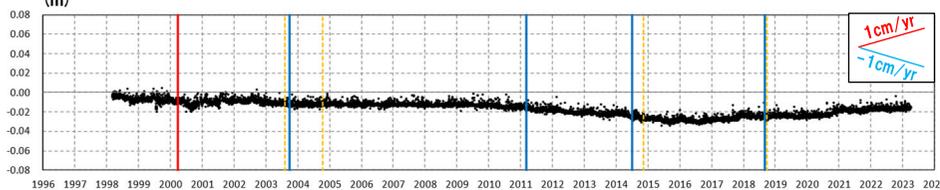
【基線長変化】

- 倶多楽・登別火山群付近の4基準点(登別, 白老, 大滝, 及び伊達)を結んだ4基線について, 各電子基準点設置以降から2023年3月までの基線長変化を示す。
- 噴火, 地震, 伐木イベント等による不連続を除去するため, 左下黒枠内に示すイベントについて, イベント前後7日間の平均値を基に不連続を除去する補正を実施した。

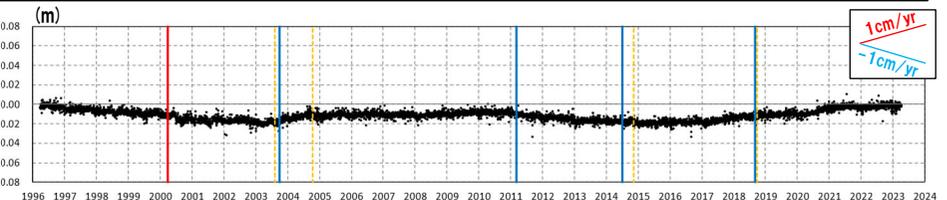
- 倶多楽・登別火山群付近の基線長変化は, 村上ほか(2001)を踏まえると, 一部基線において, 2000年有珠山噴火後の長期的な変動に伴う基線の縮みが認められる。
- 同様に, Itoh et al.(2019)及びSuito(2018)を踏まえると, 一部基線において2003年十勝沖地震及び2011年東北地方太平洋沖地震に伴う余効変動に伴う基線の伸びが認められる。
- また, ①大滝-登別間及び②大滝-白老間において, 2020年頃から現在にかけて基線の伸びが認められるが, これは, 後述する倶多楽湖の北西側(オフレ山周辺)の隆起(次頁~P389参照)に伴うものと考えられる。
- これらの基線長の変化は認められるが, これ以外に継続的かつ顕著な膨張又は収縮傾向は認められない。



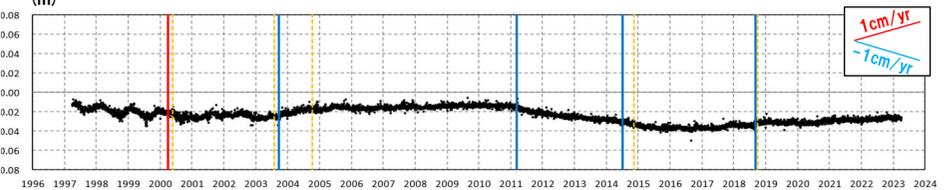
①大滝-登別間の基線長変化(対象期間:1998年2月~2023年3月)



③白老-登別間の基線長変化(対象期間:1998年2月~2023年3月)



②大滝-白老間の基線長変化(対象期間:1996年3月~2023年3月)



④白老-伊達間の基線長変化(対象期間:1997年3月~2023年3月)

補正対象イベント		
—	2000年有珠山噴火	—
—	2003年十勝沖地震	- - -
- - -	2011年東北地方太平洋沖地震	
	2014年胆振地方中東部の地震	
	2018年北海道胆振東部地震	

※各イベントに対して, 一律前後7日間の移動平均値を基に補正を行う当社手法では, 一部地域において1週間以上長期的な変動が続いた2000年有珠山噴火に伴う不連続が残っているものと考えられる。

倶多楽・登別火山群付近電子基準点位置図



5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(5/9)

一部修正(R5/1/20審査会合)

【干渉SAR時系列解析】

○「第152回火山噴火予知連絡会資料」(気象庁, 2023)によれば, 「異なる2方向の軌道からの長期間の差分干渉解析結果を元に, 倶多楽周辺における変動源を推定した。東傾斜のシル状のクラックが35cmほど開口するモデル(上端の深さは約10km)によって, 長期間の差分干渉解析において倶多楽湖の北西側で見られた衛星に近づく変動を説明可能である。*」とされている。

【干渉SAR時系列解析(最新版)】

○2014年8月から2023年12月又は2024年1月を対象とした国土地理院「干渉SAR時系列解析結果」を踏まえると, 倶多楽・登別火山群規模の顕著な地殻変動は認められない。

※気象庁(2023)によれば, 北行軌道では約3cm, 南行軌道からは約5cmの衛星に近づく変化が確認できるとされており, 解析に際しては, 対流圏遅延補正及び電離圏補正, 2018年北海道胆振東部地震の影響の補正を行ったが, ノイズが重畳している可能性があると考えられている。

異なる2方向の軌道からの長期間の差分干渉解析結果を元に, 倶多楽周辺における変動源を推定した。東傾斜のシル状のクラックが35cmほど開口するモデル(上端の深さは約10km)によって, 長期間の差分干渉解析において倶多楽湖の北西側で見られた衛星に近づく変動を説明可能である。

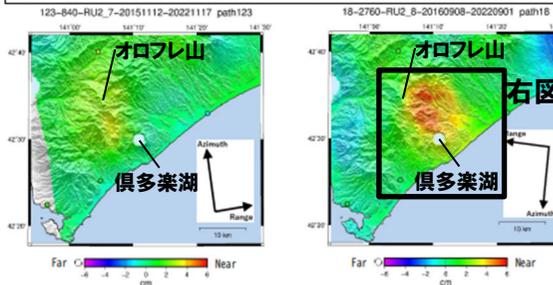


図1 パス123(SM1_U2-7)による長期間の干渉解析結果(2015/11/12~2022/11/17)

図2 パス18(SM1_U2-8)による長期間の干渉解析結果(2016/09/08~2022/09/01)

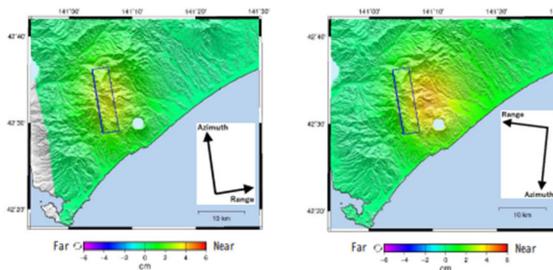
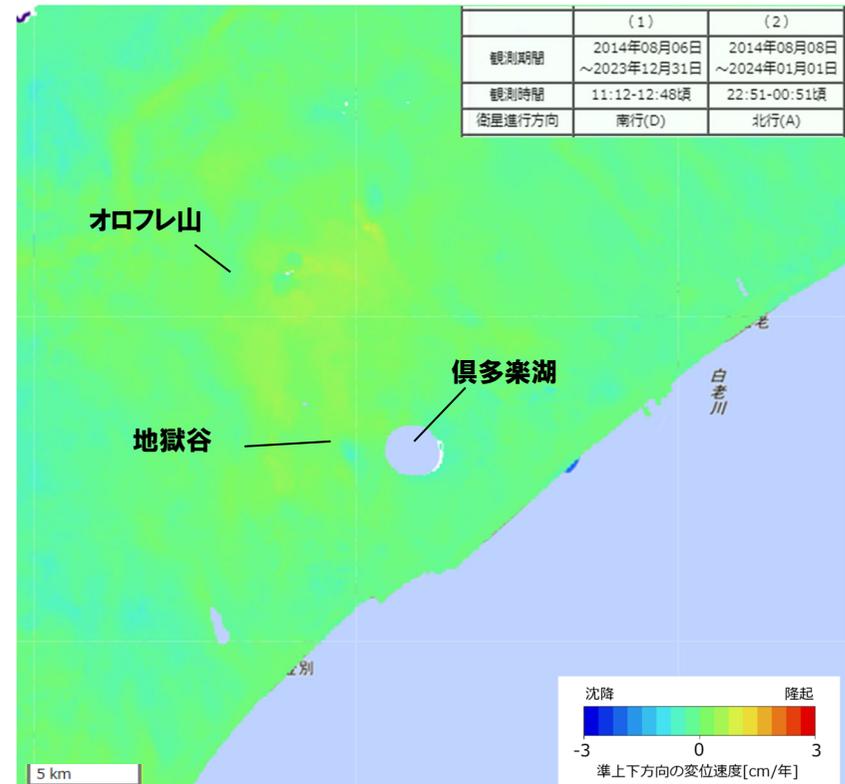


図3 パス123(SM1_U2-7)の軌道におけるモデル計算値

図4 パス18(SM1_U2-8)の軌道におけるモデル計算値

倶多楽・登別火山群周辺の干渉SAR時系列解析結果(気象庁(2023)に加筆)



倶多楽・登別火山群周辺における2014年8月-2023年12月又は2024年1月間の干渉SAR時系列解析結果(準上下成分の変位速度)(国土地理院「干渉SAR時系列解析結果」に加筆)

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(6/9)

一部修正(R5/7/7審査会合)

- 「第152回火山噴火予知連絡会資料」(気象庁, 2023)において, 倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)での変動(隆起傾向)が報告されていること及び当社作成の電子基準点に基づく基線長変化において, 2020年頃以降, わずかな伸びの傾向が一部の基線で認められることを踏まえると, 当該領域の地下に何らかの膨張源が存在している可能性が考えられる。
- 倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)に認められる隆起及び基線の伸びについて, 地下構造(地震波速度構造及び比抵抗構造)の観点から検討を行った。
- 後述する洞爺カルデラにおける当社電磁気探査結果に基づくと, 当該領域の地下10km程度に低比抵抗領域(10Ωm以下の領域)が認められる(P389参照)。
- 地震波トモグラフィ解析結果からは, 当該領域の同様な位置及び深度に低Vpかつ低Vp/Vs領域が認められ, 水の存在が示唆される(次頁参照)。



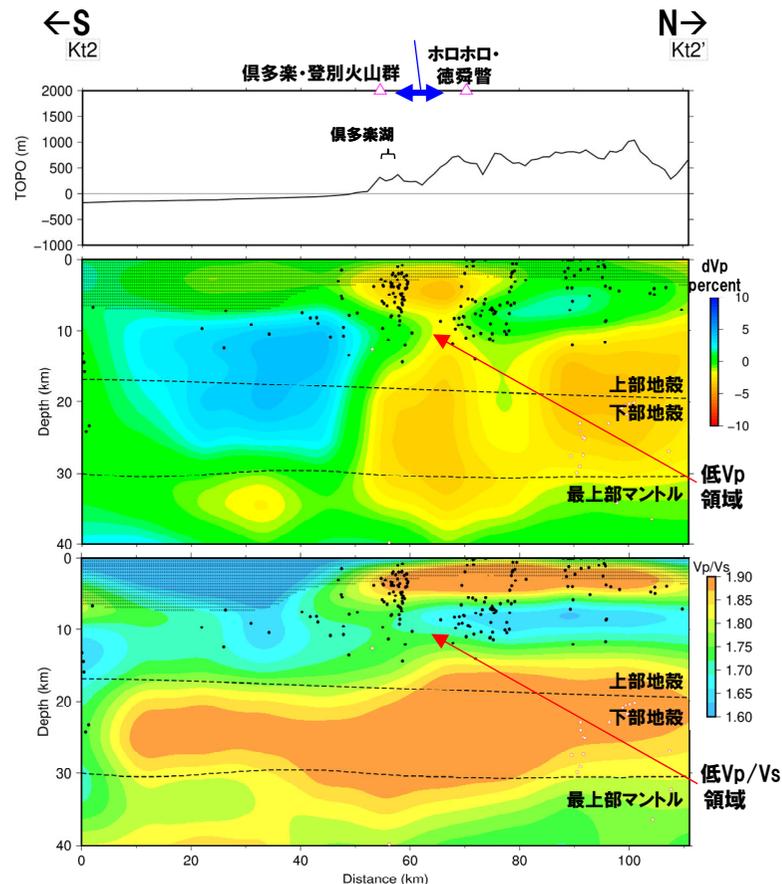
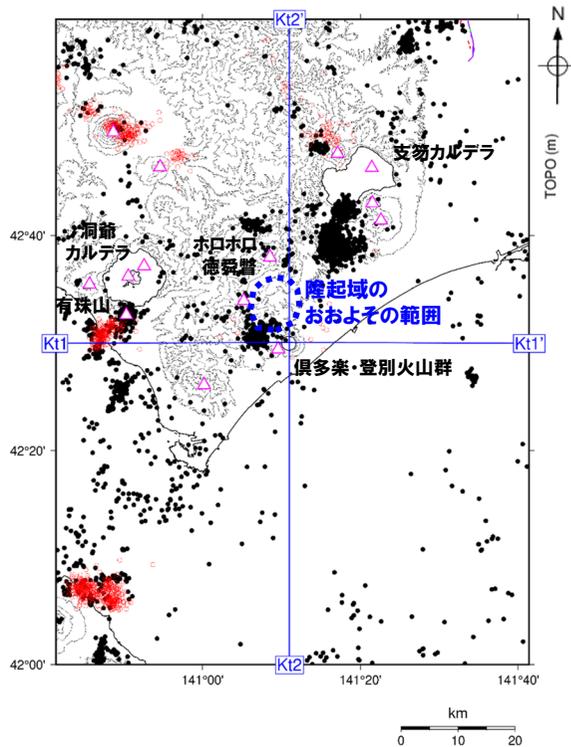
- 倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)に認められる隆起及び基線の伸びは, 熱水の上昇・貯留に伴うものと推定される。

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(7/9)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

- 倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)に認められる隆起及び基線の伸びについて、地下構造(地震波速度構造)の観点から検討を行った。
- 地震波トモグラフィ解析結果からは、当該領域の同様な位置及び深度に低Vpかつ低Vp/Vs領域が認められ、水の存在が示唆される。



地震波速度構造(南北方向の鉛直断面)
(解析の詳細はP361~P363参照)

- 凡例**
- △ 第四紀火山
 - 黒点 震源 (M_{JMA} ≥ 0)
 - 赤点 低周波地震の震源 (期間: 2000/10/1 - 2020/12/31)
 - 半透明黒色部 チェッカーボードテストの復元率が20%以下の範囲
 - 活断層 } 今泉ほか編(2018)をトレース
 - 推定活断層 }

地震波トモグラフィ解析における分解能

深さ0~10km: 水平方向0.2° (約20km), 深さ方向5km
 深さ10~40km: 水平方向0.2° (約20km), 深さ方向10km

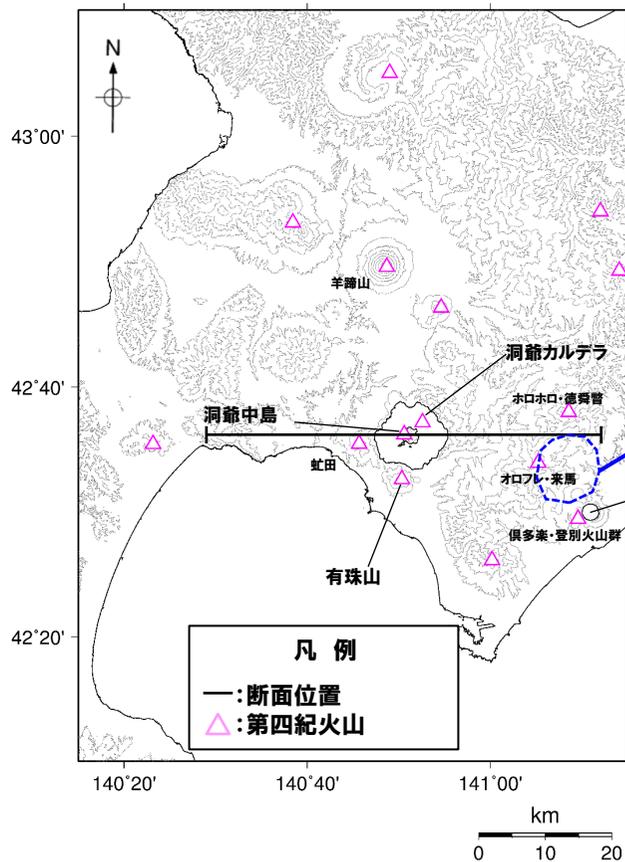
鉛直断面に記載している火山は、断面位置を中心に±5km内の火山を投影した。上部地殻と下部地殻の境界(コンラッド面)はZhao et al. (1992), 下部地殻と最上部マントルの境界(モホ面)はMatsubara et al. (2017)をトレースした。また、断面から±5kmの範囲の地震をプロットした。

5.3 倶多楽・登別火山群

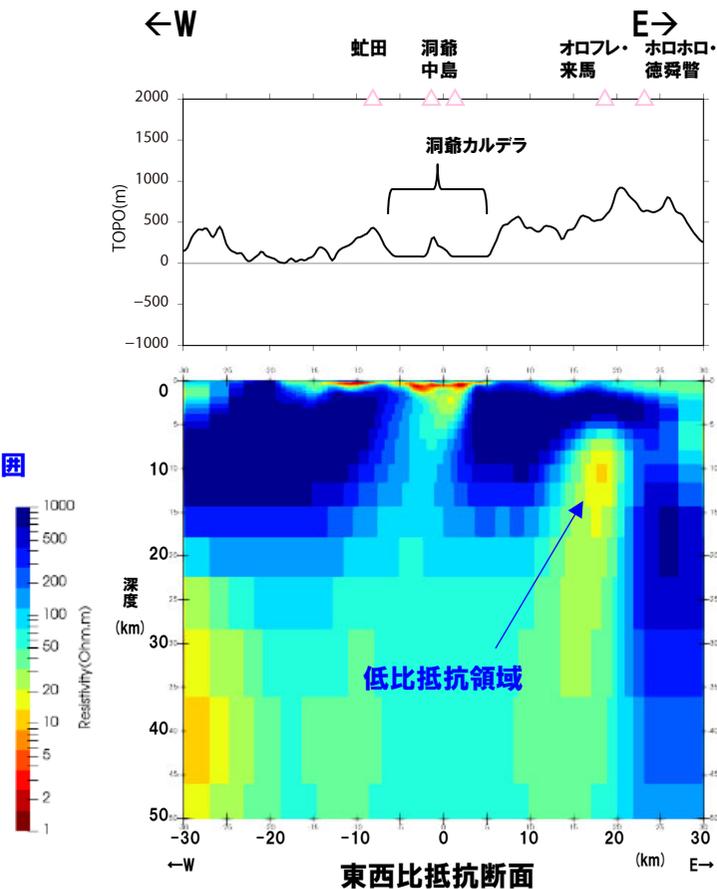
③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動) (8/9)

一部修正 (R5/7/7審査会合)

- 倶多楽湖の北西側(オロフレ山周辺)に認められる隆起及び基線の伸びについて、地下構造(比抵抗構造)の観点から検討を行った。
- 洞爺カルデラにおける当社電磁気探査結果に基づくと、当該領域の地下10km程度に低比抵抗領域(10Ωm以下の領域)が認められる。



比抵抗構造断面位置図



東西比抵抗断面

当社電磁気探査に基づく洞爺カルデラ～倶多楽湖の北西側周辺の比抵抗断面
(当社電磁気探査の詳細は本編資料3.2.2章参照)

比抵抗構造解析における分解能(洞爺カルデラ直下)
(感度テスト結果に基づく)
深さ10～14km:水平方向約4.8km, 深さ方向約4.8km
深さ18～28km:水平方向約10km, 深さ方向約10km

5.3 倶多楽・登別火山群

③-2-7 地球物理学的調査(地殻変動)(9/9)

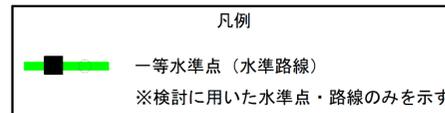
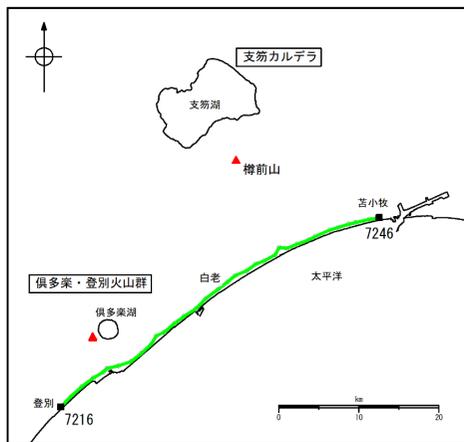
一部修正 (R5/1/20審査会合)

【水準測量】

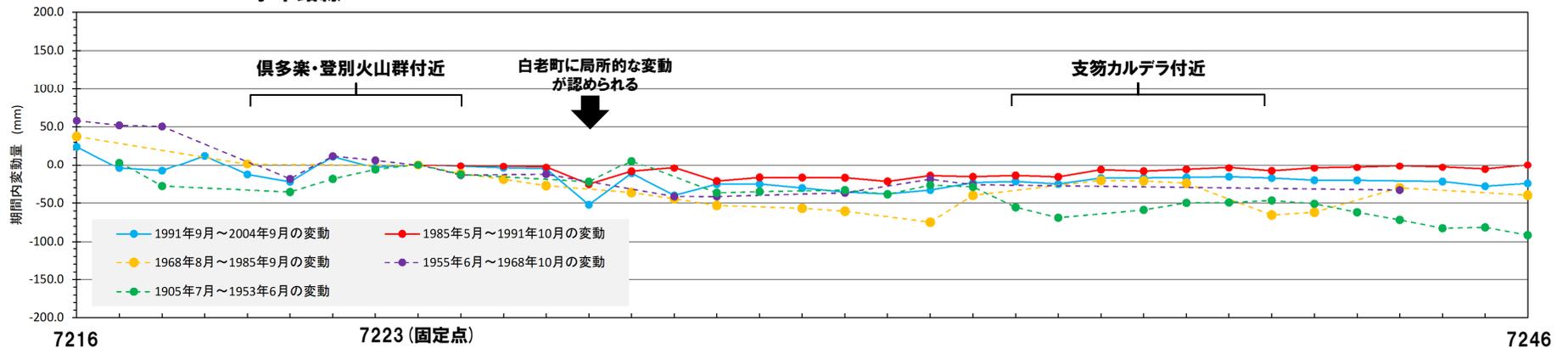
○過去約100年間における倶多楽・登別火山群周辺の水準点の上下変動を示す。水準測量のデータは国土地理院「一等水準点検測成果集録」を使用した。



○当該検測成果集録においては、白老町に局所的な変動が認められるものの、倶多楽・登別火山群規模の顕著な隆起又は沈降は認められない。



水準路線



水準路線 (水準点番号:7216-7246) 沿いの期間内変動量 (固定点:7223)

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.108
2.1 文献調査	P.109
2.2 地形調査	P.118
2.3 地質調査	P.122
2.3.1 幌似周辺露頭①における調査結果	P.130
2.3.2 老古美地点②における調査結果	P.138
2.3.3 幌似露頭1における調査結果	P.142
2.3.4 梨野舞納露頭における調査結果	P.236
2.3.5 敷地における調査結果	P.242
2.4 火山学的調査	P.290
3. 洞爺カルデラ及び支笏カルデラにおいて噴出した火砕流が敷地に到達した可能性評価	P.304
3.1 洞爺火砕流	P.306
3.2 支笏火砕流	P.316
4. ニセコ火山噴出物(火砕流堆積物)が敷地に到達した可能性評価	P.325
5. 影響評価における将来の噴火の可能性に関する検討	P.338
5.1 始良カルデラ	P.339
5.2 阿蘇カルデラ	P.344
5.3 倶多楽・登別火山群	P.348
6. 降下火砕物シミュレーション	P.392
参考文献	P.397

余白

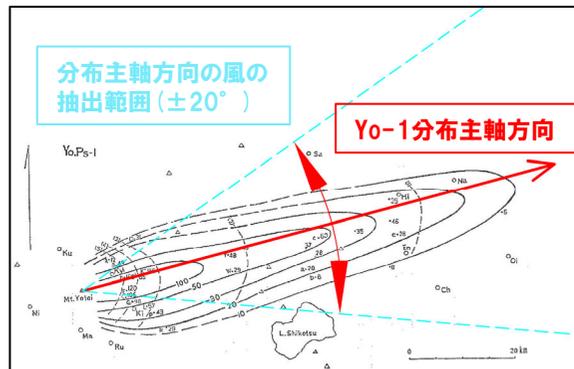
6. 降下火砕物シミュレーション

Yo-1 (羊蹄山) (1/3)

一部修正 (R6/4/26審査会合)

- 基本ケースを決定するためのパラメータは、主に文献により設定している。
- 粒径のうち、最大粒径及び中央粒径については、下表に示すとおり、まず、Tephra2に関する文献※に基づき設定したが、解析を実施した結果、以下の状況が認められることから、複数地点の試料に対して粒度分析を実施している柏原ほか(1976)に示されるYo-1の粒径に基づき設定することとした(本編資料4.1.2章参照)。
 - ・羊蹄山から敷地と同程度の距離である約34km地点前後において、解析主軸上の層厚が、文献に示される等層厚線の分布主軸付近における層厚と比較して明らかに薄い
- 最大粒径及び中央粒径をTephra2に関する文献※に基づき設定した場合の入力パラメータを本頁に、解析結果を次頁～P396に示す。

入力パラメーター一覧及び設定根拠



等層厚線図(柏原ほか(1976)に加筆)

パラメータ		単位	値	設定根拠	
パラメータ スタディ	噴煙柱高度	km	15, 20, 25	町田・新井(2011)による噴煙柱高度(10~25km)を参考に設定	
	拡散係数	m ² /s	500, 1000 5000, 10000	萬年(2013)を参考に設定	
固定 パラメータ	噴出物量	kg	5.30E+11	須藤ほか(2007)より設定	
	粒径	最大粒径	φ	-10	Tephra2に関する文献※より設定
		最小粒径	φ	10	Tephra2に関する文献※より設定
		中央粒径	φ	4.5	Tephra2に関する文献※より設定
		標準偏差	φ	3	Tephra2に関する文献※より設定
	密度	岩片密度	kg/m ³	2600	萬年(2013)より設定
		軽石密度	kg/m ³	1000	萬年(2013)より設定
	みかけ渦拡散係数	m ² /s	0.04	萬年(2013)より設定	
	落下時間閾値	s	3600	萬年(2013)より設定	
	計算分割高	m	約100	萬年(2013)より設定	
噴煙放出下限高度比	-	0.2	萬年(2013)を参考に設定		

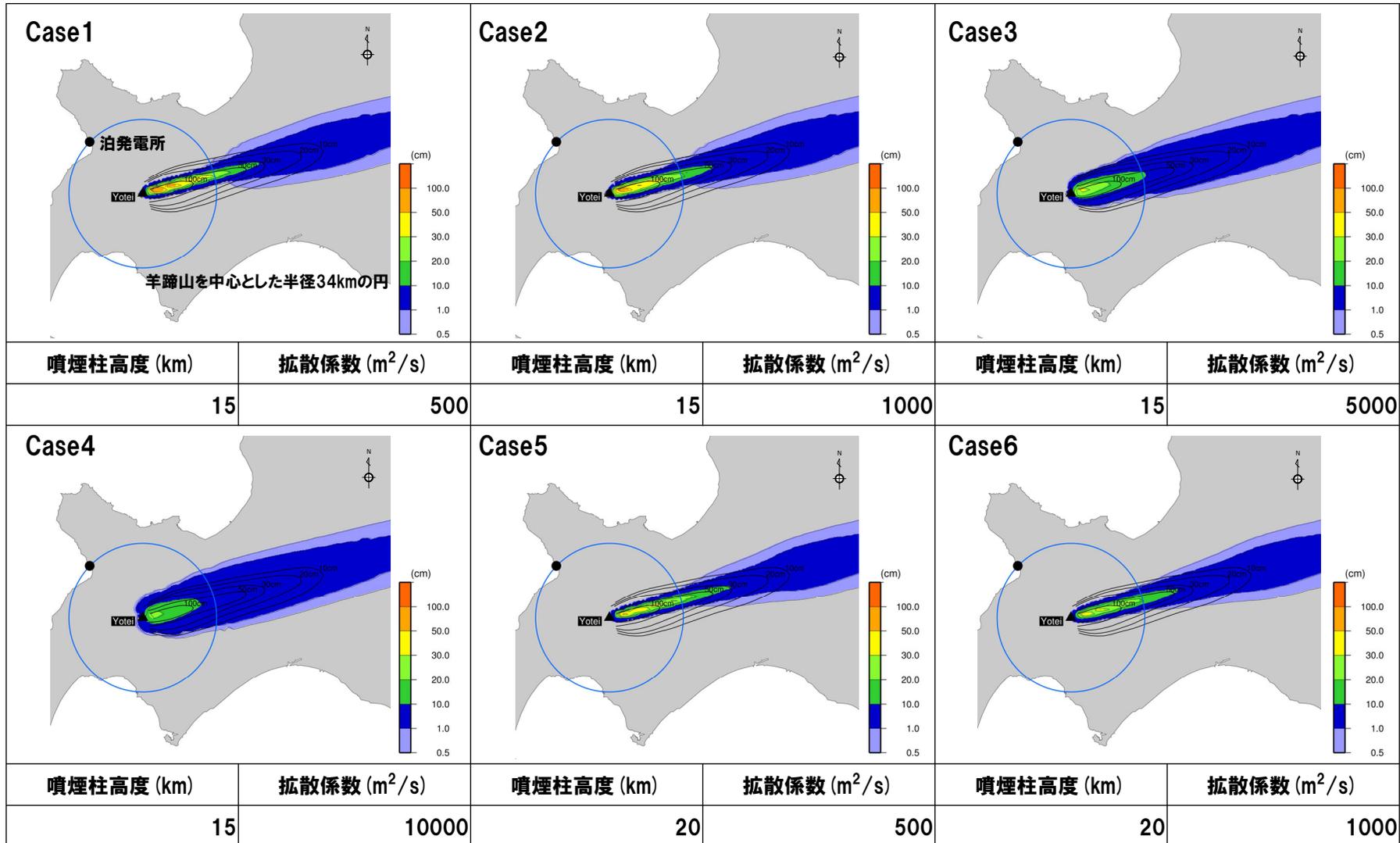
※Forecasting Tephra Dispersion Using TEPHRA2, Michigan Technological University

6. 降下火砕物シミュレーション

Yo-1 (羊蹄山) (2/3)

一部修正 (R6/4/26審査会合)

○各ケースの解析結果を以下に示す (Case1~Case6)。

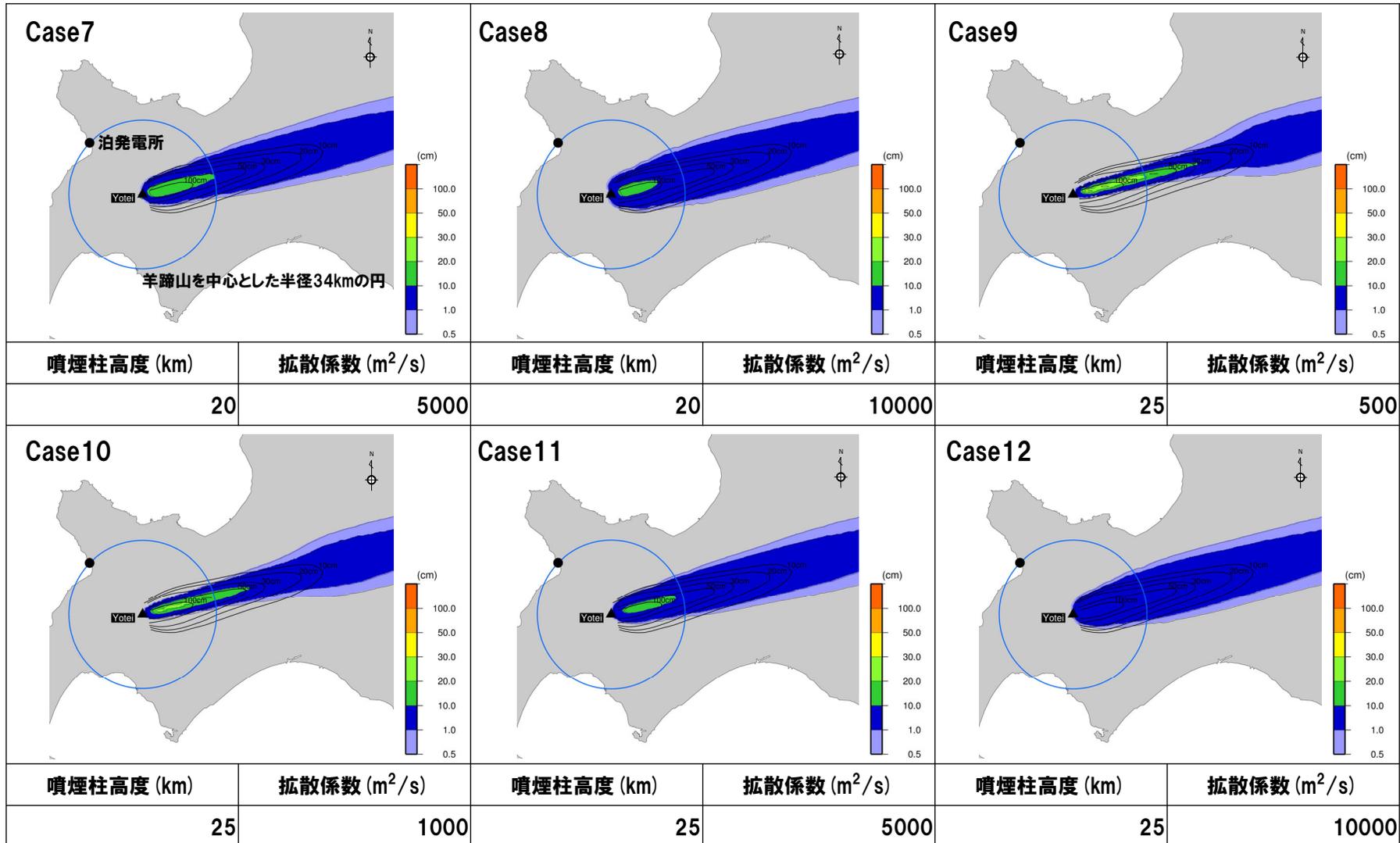


6. 降下火砕物シミュレーション

Y0-1 (羊蹄山) (3/3)

一部修正 (R6/4/26審査会合)

○各ケースの解析結果を以下に示す (Case7~Case12)。



- (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):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(1999):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):北海道イルムケツ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) 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.
- (10) 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.
- (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, 第28巻, 第4号, pp.115-127.
- (19) 山縣耕太郎(1994):支笏およびクツタラ火山のテフロクロノロジー, 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更新世堆積物の微化石分析, 総合地質, 4-1, pp.1-7.
- (27) 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.
- (28) 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.
- (29) 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.
- (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) : クツ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) : 北海道クツタラ(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. (2015a) : 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, I.W. (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 í 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) : 西南北海道, 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14C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14C年代-日本の第四紀層の14C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14C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) 廣瀬亘・大津直・川上源太郎 (2007) : 羊蹄火山における完新世側噴火の14C年代, 日本地球惑星科学連合大会講演要旨集, V156, p.27
- (65) 小嶋尚・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.
- (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 Ichiyangi, M. (2023) : Conceptual model of supercritical geothermal system in Shiribeshi Region, Hokkaido, Japan, Geothermics, 108, 102617.
- (68) 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.
- (69) 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.
- (70) 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.
- (71) 久保和也・柴田 賢・石田正夫 (1988) : 西南北海道, 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.
- (72) 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.
- (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) : 西南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, 第46巻, 第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) 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.
- (97) 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, 第36巻, 第3号, pp.357-370.
- (98) 小野有五・斉藤海三郎 (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) 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.

- (100) 広川治・村山正郎 (1955) : 5万分の1地質図幅「岩内」, 工業技術院地質調査所.
- (101) 伴雅雄・山中孝之・井上道則・吉田武義・林信太郎・青木謙一郎 (1992) : 東北本州弧, 高原火山噴出物の地球化学, 核理研研究報告, 第25巻, 第2号, pp.199-226.
- (102) 斎藤正次・上村不二雄・大澤穠 (1952) : 5万分の1地質図幅「茅沼」, 工業技術院地質調査所.
- (103) 藤林紀枝・渡辺寧・加々美寛雄・川野良信 (1995) : 東北日本弧北端, 積丹半島-支笏湖地域における中新世後期~鮮新世火山岩類の化学組成の時空変遷, 地質学論集, 島弧火山岩の時空変遷, 第44号, pp.181-195.
- (104) 酒井英男・澤田豊明・畚野匡・井口 隆 (2004) : 磁化特性を用いた火山堆積物の定置温度の推定と分類. 防災科学技術研究所研究報告, 第65号, pp.163-172.
- (105) Krumbein (1941) : Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles, Journal of Sedimentary Research, 11 (2), 64-72.
- (106) 中井睦美 (2004) : ジオロジストのための岩石磁気学, 地学団体研究会.
- (107) Robert F. Butler (1992) : Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terrances, Blackwell Science Innc., (渋谷秀敏訳)
- (108) 宇野康司 (2018) : 西南日本に分布する層状チャートの古地磁気学, 地質学雑誌, 第124巻, 第12号, pp.967-981.
- (109) Pullaiah, G., Irving, E., Buchan, K.L., & Dunlop, D.J. (1975). Magnetization changes caused by burial and uplift. Earth and Planetary Science Letters, 28, pp.133-143.
- (110) Ito, T., Lei, Z., Qinglai, F., Matsuoka, A (2013a) : Guadalupian (Middle Permian) Radiolarian and Sponge Spicule Faunas from the Bancheng Formation of the Qinzhou Allochthon, South China, Journal of Earth Science, Vol.24, No.2, p.145-156.
- (111) 渡辺隆 (1997) : 地下水水質化学の基礎 3. 土壌・岩石化学の基礎, 地下水学会誌, 第39巻, 第3号, p.217-228.
- (112) 地学団体研究会編 (1996) : 新版 地学事典, 平凡社.
- (113) 伊藤慎編 (2022) : 図説 堆積構造の世界, 日本堆積学会.
- (114) 長岡信治・奥野充・新井房夫 (2001) : 10万~3万年前の始良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史, 地質学雑誌, 第107巻, 第7号, p.432-450.
- (115) 相原延光 (1990) : 火山豆石の内部粒子について. 日本火山学会1990年度秋季大会講演予稿集, p.31.
- (116) 及川輝樹・大場司・藤縄明彦・佐々木寿 (2018) : 水蒸気噴火の地質学的研究, 地質学雑誌, 第124巻, 第4号, pp.231-250.
- (117) 大場司・井村匠・南裕介・シャレザ サイディナ アンカサ (2021) : 火山灰中の鉱物からみた水蒸気噴火のメカニズム, 地学雑誌, 第130巻, 第6号, pp.797-809.
- (118) 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.
- (119) 小林哲夫・味喜大介・佐々木 寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三 (2013) : 桜島火山地質図 (第2版), 火山地質図, no.1, 産総研地質調査総合センター.
- (120) 下司信夫 (2016) : 大規模火砕噴火と陥没カルデラ: その噴火準備と噴火過程, 火山, 第61巻, 第1号, pp.101-118.

- (121) 東宮昭彦 (2016) : マグマ溜まり: 噴火準備過程と噴火開始条件, 火山, 第61巻, 第2号, pp.281-294.
- (122) Geshi, N., Yamasaki, T., Miyagi, I., Conway, C.E. (2021) : Magma chamber decompression during explosive caldera-forming eruption of Aira caldera. *Commun Earth Environ* 2, 200.
- (123) 為栗 健・八木原 寛・筒井智樹・井口正人 (2022) : 高分解能な3次元地震波速度構造解析による始良カルデラ下のイメージング, 火山, 第67巻, 第1号, pp.69-76.
- (124) Takarada, S., Hoshizumi, H. (2020) : Distribution and Eruptive Volume of Aso-4 Pyroclastic Density Current and Tephra Fall Deposits, Japan: A M8 Super-Eruption. *Front. Earth Sci.*, 8:170.
- (125) McLean, D., Albert, P. G., Suzuki, T., Nakagawa, T., Kimura, J.-I., Chang, Q., et al. (2020) : Constraints on the timing of explosive volcanism at Aso and Aira calderas (Japan) between 50 and 30 ka: New insights from the Lake Suigetsu sedimentary record (SG14 core). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 21, e2019GC008874.
- (126) Miyabuchi, I. (2009) : A 90,000-year tephrostratigraphic framework of Aso Volcano, Japan. *Sedimentary Geology*, 220, pp.169-189.
- (127) Miyabuchi, I. (2011) : Post-caldera explosive activity inferred from improved 67-30 ka tephrostratigraphy at Aso Volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 205 (2011) 94-113.
- (128) 星住英夫・宮縁育夫・宮城磯治・下司信夫・宝田晋治 (2022) : 阿蘇火山, 阿蘇4/3降下テフラ群の層序と噴火活動史—阿蘇4火砕流噴火への準備過程—. 火山, 第67巻, 第1号, pp.91-112.
- (129) 三好雅也・長谷中利昭・佐野貴司 (2005) : 阿蘇カルデラ形成後に活動した多様なマグマとそれらの成因関係について, 火山, 第50巻, 第5号, pp.269-268.
- (130) Abe, Y., Ohkura, T., Shibutani, T., Hirahara, K., Kato, M. (2010) : Crustal structure beneath Aso Caldera, Southwest Japan, as derived from receiver function analysis, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195.
- (131) 勝井義雄・横山 泉・岡田 弘・我孫子 勤・武藤晴達 (1988) : 倶多楽(日和山) - 火山地質・活動史・活動の現況および防災対策, 北海道における火山に関する研究報告書第12編, 北海道防災会議.
- (132) 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.
- (133) 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.
- (134) Matsubara, M., Ishiyama, T., No, T., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T., Takahashi, N. and Kamiya, S (2022) : Seismic velocity structure along the Sea of Japan with large events derived from seismic tomography for whole Japanese Islands including reflection survey data and NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, *Earth, Planets Space* 74, 171 (2022).
- (135) 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) : 活断層詳細デジタルマップ [新編], 東京大学出版会.
- (136) Zhao, D., Horiuchi, S., Hasegawa, A. (1992) : Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, *Tectonophysics*, 212, pp.289-301.

- (137) Matsubara M., H. Sato, T. Ishiyama, and Horne, A.V. (2017) : Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese Islands derived from three-dimensional seismic tomography, *Tectonophysics*, 710–711, pp.97–107.
- (138) 後藤忠徳・三ヶ田 均 (2008) : 電磁気法探査 (EM 法探査) 技術の現状と展望-地震探査との統合型解析に向けて-, *地学雑誌*, 第117巻, 第6号, pp.997–1010.
- (139) Goto, Y. and Johmori, A. (2015) : Internal Structure of Kuttara Caldera, Hokkaido, Japan, *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, Vol.60, No.1, pp.35–46.
- (140) Hashimoto, T., Kanda, W., Morita, Y., Hayakawa, M., Tanaka, R., Aoyama, H. and Uyeshima, M. (2019) : Significance of Electromagnetic Surveys at Active Volcanoes : Toward Evaluating the Imminence of Wet Eruptions, *Journal of Disaster Research* Vol.14 No.4, 2019, pp.580–591.
- (141) 下鶴大輔・荒牧重雄・井田喜明・中田節也編 (2008) : *火山の辞典 (第2版)*, 朝倉書店.
- (142) 畠山 信・佐々木央岳・鳥口能誠・後藤芳彦 (2005) : 北海道南西部クッタラカルデラの周囲を取り巻く環状構造: 先クッタラカルデラ?, *日本火山学会講演予稿集*, p.108.
- (143) 気象庁編 (2013) : *日本活火山総覧 (第4版)*.
- (144) 気象庁 (2024) : 第153回 火山噴火予知連絡会資料.
- (145) 気象庁 (2020) : 第147回 火山噴火予知連絡会資料.
- (146) 青木陽介 (2016) : 火山における地殻変動研究の最近の発展, *火山*, 第61巻, 第2号, pp.311–344.
- (147) 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.
- (148) 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.
- (149) 村上亮・小沢慎三朗・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*, 2001No.95, 99–105.
- (150) Itoh, Y., Nishimura, T., Ariyoshi, K., & Matsumoto, H. (2019). Interplate slip following the 2003 Tokachiokiearthquake from ocean bottom pressure gauge and land GNSS data, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 4205–4230.
- (151) 気象庁 (2023) : 第152回 火山噴火予知連絡会資料.
- (152) 倶多楽火山防災協議会 (2022) : 倶多楽火山避難計画.
- (153) 柏原信・広瀬保志・香河正人・菅恵一・春日井昭・山岸一夫 (1976) : 羊蹄火山のテフラ-降下軽石・スコリア堆積物とその¹⁴C年代について-, *第四紀研究*, 第15巻, 第2号, pp.75–86.
- (154) 萬年一剛 (2013) : 降下火山灰シミュレーションコードTephra2の理論と現状-第四紀学での利用を視野に, *第四紀研究 (The Quaternary Research)* 52 (4) pp.173–187.

- (155) 須藤茂・猪俣隆行・佐々木寿・向山栄 (2007) :我が国の降下火山灰データベース作成, 地質調査研究報告, 第58巻, 第9/10号, pp.261-321.
- (156) Forecasting Tephra Dispersion Using TEPHRA2, Michigan Technological University
- (WEB)
- (157) 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/>
- (158) 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: <http://arukazan.jp/chs/volcano/index.htm>
- (159) 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/>
- (160) Uesawa, S. (2023) :TephraDB_Prototype_ver1.3 (1.3) [Data set]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7857457>
- (161) 気象庁 地震月報 (カタログ編) : <https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/hypo.html>
- (162) 気象庁 一元化処理震源要素: <https://hinetwww11.bosai.go.jp/auth/JMA/?LANG=ja>
- (163) 国土地理院 一等水準点検測成果集録: <https://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/level/KENSOKUSYUROKU/>
- (164) 国土地理院 干渉SAR時系列解析結果: https://www.gsi.go.jp/uchusokuchi/gsi_sar_tsa_seika.html