

3.2.1.2 阿蘇カルデラの火山性流体調査

【実施内容】

阿蘇カルデラ地下のマグマ供給系の空間的広がりやマグマ起源揮発性物質のフラックスを明らかにするため、カルデラ及びその周辺の地下水及び河川水等の調査を行い、その地下水系の滞留時間及びマグマ起源物質の濃度を検討した。今年度調査では、温泉水・湧水の放射性塩素及びイオウ同位体比を分析した結果、Cl及びSはマグマ起源であること、このCl及びSはカルデラ内部の北側に主に上昇していることを明らかにした。また、暫定値であるが、浅層地下水系へのCl・Sのフラックスは、火口から火山ガスとして放出されるCl・Sと同程度であると見積もられた。

【研究成果】

はじめに

活火山では、地下深部のマグマ溜まりから揮発性成分の過飽和あるいはマグマの固化による脱ガスにより、常時マグマ性熱水流体が放出され上昇している（図 3.2.1.2-1）。カルデラ火山においても、大規模なマグマ溜まりが地下に存在するため、多量の熱水流体を地殻内部に放出していると考えられる。地下深部のマグマ溜まりから放出される熱水流体は NaCl-HCO₃（もしくは CO₂）-SO₄ 型（以下、NaCl-HCO₃-(SO₄)型とする）であると考えられており（風早, 2014; 風早ほか, 2014）、火口から放出されるマグマ起源ガス（HCl-SO₂-CO₂）あるいはそれが地下水に混入してできる強酸性熱水（HCl-H₂SO₄型）と比較して化学組成が大きく異なる。深部で発生した熱水流体は、断層や古い火道等の透水性の良い水みちを利用して上昇し、地殻浅部の地下水系に混入し、最終的には河川に流出する。したがって、NaCl-HCO₃ 型の深部起源の熱水流体の混入及びその変動が地下水系等において捉えられれば、その分布やフラックス等から深部マグマ溜まりの情報を得ることができると考えられる。

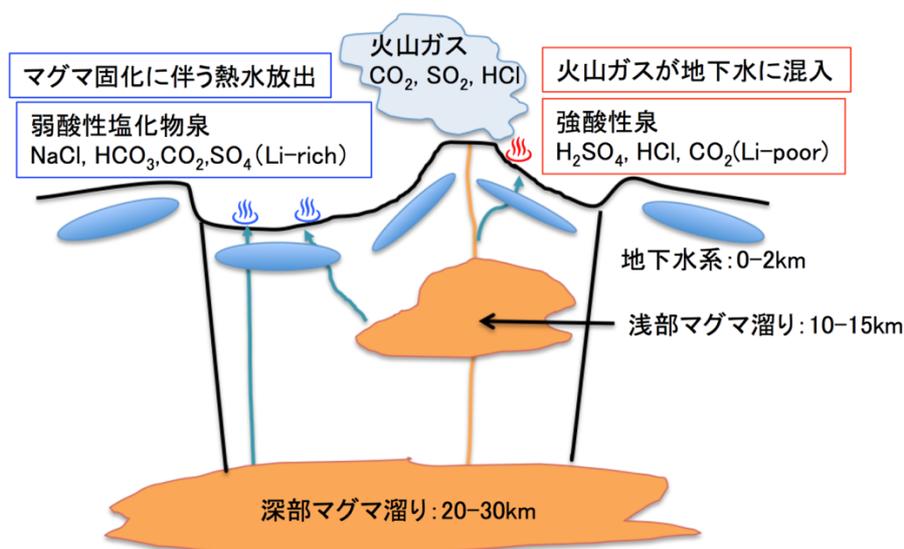


図 3.2.1.2-1 マグマ溜まりから放出される熱水流体の組成

平成 28 年度は、マグマ供給系の空間的広がりやマグマ起源揮発性物質のフラックスを明らかにするため、下記に示す調査・研究項目について検討を行った。

- (1) 地下水研究によるマグマ溜まり活動の推定手法の考え方
- (2) 地下水変動及び稠密調査
- (3) 地下水の滞留時間
- (4) 河川水調査によるマグマ起源成分フラックスの検討

(1) 地下水研究によるマグマ溜まり活動の推定手法の考え方

マグマ溜まりにおいてマグマが固化する際あるいは減圧する際に、溶解している揮発性成分が過飽和になるため、マグマから熱水流体が放出される。その際、熱水流体の化学組成は、マグマの圧力（深度）により大きく変わると考えられる。この熱水流体の化学的特徴を利用し、熱水フラックスを求めることができれば、カルデラ噴火の原因となる深部マグマの状態を解明する新手法が構築できると考えられる。本項では、地下水に混入するマグマ起源熱水成分の化学的特徴およびフラックスを用いたマグマ溜まり活動の状態推定の手法について述べる。

マグマ溜まりから放出される熱水流体の化学的指標

先に述べたように、マグマ起源の熱水流体の化学的特徴は、深部マグマに由来する $\text{NaCl}\cdot\text{HCO}_3\text{(-SO}_4\text{)}$ 型と浅部マグマの火山ガスに由来する $\text{HCl}\cdot\text{H}_2\text{SO}_4$ 型の熱水流体に大別される。浅部マグマに由来する強酸性の $\text{HCl}\cdot\text{H}_2\text{SO}_4$ 型の熱水流体は岩石・鉱物との化学反応により中和されると $\text{NaCl}\cdot\text{SO}_4$ 型の熱水に変化するるので注意が必要である。本項では、カルデラ噴火活動に関係する深部マグマの状態を反映すると考えられる $\text{NaCl}\cdot\text{HCO}_3\text{(-SO}_4\text{)}$ 型を浅部マグマ由来の $\text{HCl}\cdot\text{H}_2\text{SO}_4$ 型もしくは $\text{NaCl}\cdot\text{SO}_4$ 型を区別するため、Li 指標について検討を行った。

風早ほか (2014) は、深層地下水に含まれる塩水について、マグマ起源熱水を含めたスラブ起源水の指標として、Li/Cl 重量比が 0.001 以上 (Cl 濃度 > 200 mg/L に適用) を提案している。この Li 指標に適合する第四紀火山近傍で見つかる深層地下水は、 $\text{NaCl}\cdot\text{HCO}_3\text{(-SO}_4\text{)}$ 型であり (風早, 2014), 地下 20~30 km の地殻下部において発生している長周期微小地震 (DLF; 高橋・宮村, 2009) と関連していることが指摘され (風早ほか, 2014), その熱水成分の発生深度が非常に深いと推定された。第四紀火山近傍の深部由来の熱水流体は Li/Cl 重量比が 0.001 以上のスラブ起源熱水流体の特徴を持つため、地殻下部でマグマが固化する際に放出された熱水流体と考えられる。

第四紀火山 (西来ほか, 2012) の中心から 15 km 以内に存在する温泉を深層地下水データベース (高橋ほか, 2011) より抽出した。浅部マグマ (火山ガス) に由来する熱水流体を含む水として pH が 3 以下で、かつ Cl イオン濃度が 200 mg/L 以上の温泉水を抽出した。さらに、深部マグマ起源の熱水成分を含む水として、pH が 3 以上かつ Li/Cl 重量比が 0.001 以上 (Cl イオン濃度が 200 mg/L 以上) の $\text{NaCl}\cdot\text{HCO}_3\text{(-SO}_4\text{)}$ 型の深層地下水を抽出した。図 3.2.1.2-2 にこの両者の特徴について、Li-Cl-Br の関係を用いて示す。図から明らかなように、浅部マグマの火山ガスに由来する成分を含むと考えられる温泉水は 1 箇所を除きすべてが Li/Cl 重量比が

0.001 以下である。火山ガスに由来する成分でスラブ起源水の指標である Li/Cl 比が低いのは、火山ガス放出時に、HCl や SO₂ はガス種としてマグマから放出されるが、Li はガス相に移動しないことが原因であると考えられる。火山ガスは地下水に溶解後、強酸性を呈し、周囲の岩石・鉱物と反応し、Li イオンを獲得すると考えられるが、その量はほとんどの場合、少量であることを示している。以上より、Li/Cl 指標は、水質タイプと同様に浅部と深部のマグマ起源成分の分離に有効であると考えられる。

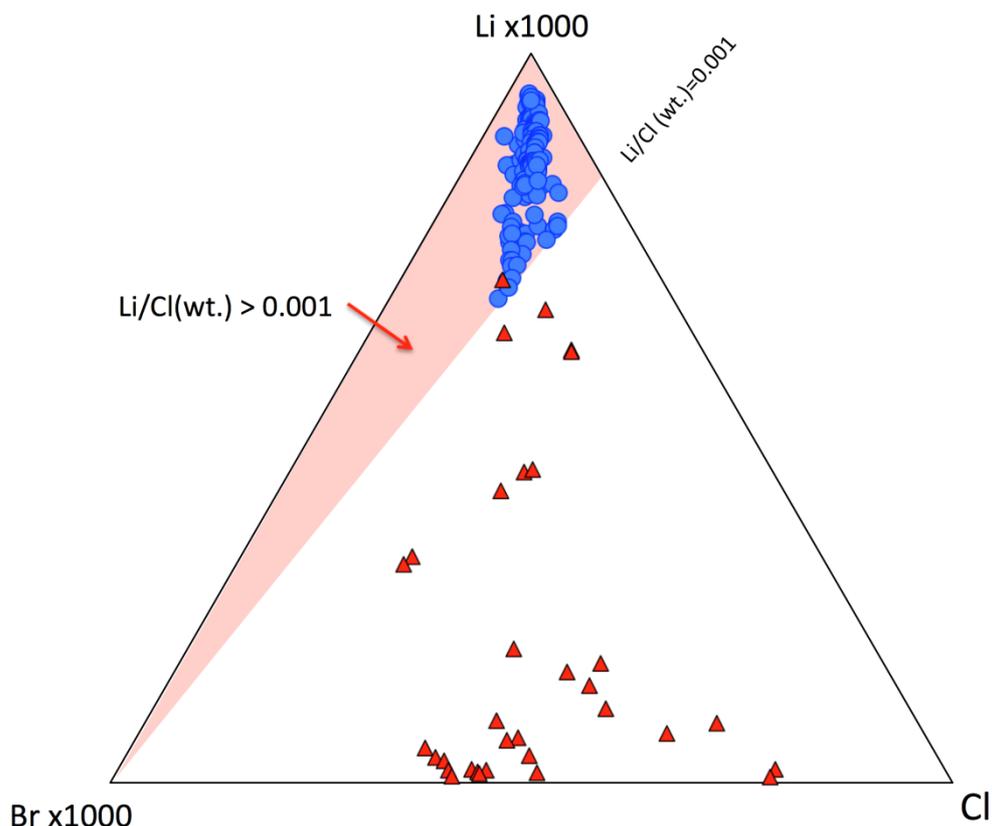


図 3.2.1.2-2 深部マグマ由来の熱水 (●) と火山ガス起源の温泉水 (▲) の Li-Cl-Br 組成

マグマ溜まりの活動状態と熱水流体の放出の関係

地下水の平均滞留時間あるいは河川流量とマグマ起源成分濃度により、浅所にもたらされる深部熱水フラックスを求めることができる (Ohwada *et al.*, 2012)。これまでに、カルデラ火山の地下マグマから放出されるマグマ起源成分のフラックスを求めた事例は屈斜路カルデラのみであるが、代表的成層火山である岩手火山の数十倍のフラックスがあることがわかっている (Ohwada *et al.*, 2016)。これは地下のマグマ溜まりの規模や深部マグマ溜まりの活動状態が大きく異なることを示している可能性がある。

深部マグマ溜まりの周辺では、下部地殻の溶融等が生じうる。その場合、火山性熱水は、溶融によって生じる花崗岩質マグマに容易に溶解すると考えられる。このプロセスが生じる場合は、深部マグマ溜まりから放出される熱水は、下部地殻で誕生する花崗岩質マグマの揮発性成分を構成するため、地下深部から上昇する NaCl-HCO₃(-SO₄)型熱水の流量は非常に少なくなる可能性がある。また、下部地殻の溶融が進行すると、花崗岩質マグマの CO₂ が水よりも先に飽

和するため、 CO_2 (+He) のみの上昇が生じうる。深部マグマ溜まりの活動には、玄武岩質マグマからの熱、ガス供給に伴う下部地殻の溶融や珪長質マグマの固化に伴う花崗岩の形成などの様々な状態が考えられるが、その状態の違いが熱水流体の放出量や組成の違いに反映されると考えられる (図 3.2.1.2-3)。したがって、深部マグマ溜まりから放出される熱水成分をモニターすることができれば、下部地殻で進行するカルデラマグマ溜まりの状態予測ができる可能性がある。

上述したような様々のプロセスの進行を考慮すると、カルデラ火山周辺の地下水観測や火山ガス観測により、深部マグマ起源の熱水フラックス (深部マグマ溜まりの情報) 及びマグマ起源ガスフラックス (浅部マグマ溜まりの情報) を求めることができれば、カルデラの深部マグマ溜まりやその周囲の地殻の状態及び浅部のマグマの脱ガス活動などが把握できると考えられる。つまり、マントルからのマグマ供給による下部地殻への水・ガス成分フラックスと比較して、地殻浅部～地表への水・ガス成分フラックスが多いか、少ないかを観測することにより、地殻下部でマグマの固化が進行 (地表への水・ガス成分フラックスが多い場合) しているのか、あるいは、下部地殻の溶融プロセスが働いているのか (地表への水・ガス成分フラックスが少ない場合) がわかる可能性がある。特に $\text{NaCl-HCO}_3(-\text{SO}_4)$ 型の熱水は、深部マグマ溜まりから放出されるので、地殻下部の情報を得るのに適しており、火山ガス観測では、最上部マグマ溜まりの脱ガスに関する情報を得ることができると考えられる。

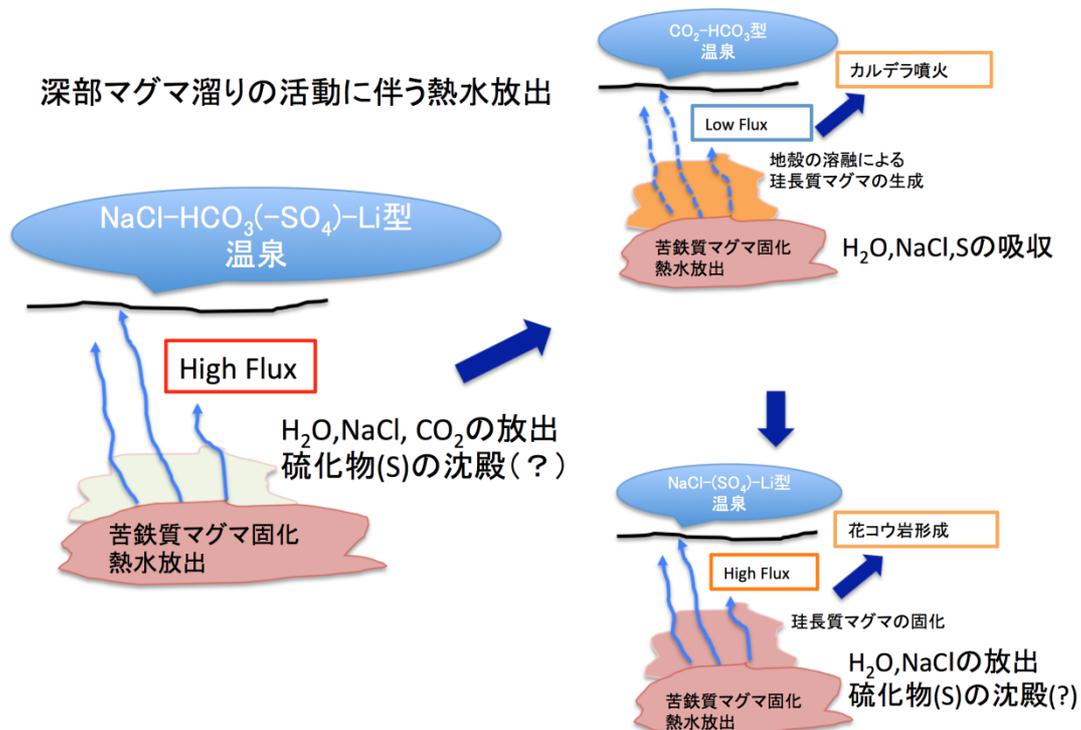


図 3.2.1.2-3 深部マグマ溜まりの活動状態と放出される熱水流体の関係

(2) 地下水の変動及び稠密分布調査

深部から上昇する熱水流体がどのような組成を持っているのかを知ることが大変重要である。火山周辺に広がる地下水系を利用し、その地下水に混入する熱水流体の化学組成を捉える手法が考えられる。地下水は、天水、海水やマグマ水などの混合により形成され、さらに岩石・鉱物等との反応により化学組成が決まる。様々な起源の水が含まれるため、熱水流体起源の化学組成を決定するには、定点を用いた地下水の繰り返し観測による変動を解析する手法及び詳細な稠密地下水観測による混合解析手法が考えられる。また、定点の繰り返し観測は、マグマ活動の変化に起因する熱水流体成分の混入率の変化も捉えられる可能性があるため有用である。本項では、観測定点（モニタリングサイト）の決定手法及びカルデラ内の稠密地下水調査について述べる。

火山性流体成分のモニタリングサイトの選定

地下水の溶存成分や溶存ガスの濃度・同位体組成の時間変化をモニターするためのモニタリングサイトを決めるために、湧水の溶存全炭酸 (DIC) 炭素安定同位体組成データ (山田, 2005) を用いてマグマ起源 CO_2 の混入率を算出し、その分布図 (地理的分布) から火山性流体の影響の高い地点を明らかにし、その中から年 4 回 (4 シーズン) のモニタリングサイトを選定した。検討に用いた湧水の位置を図 3.2.1.2-4 に、溶存全炭酸 (DIC) の同位体組成および関連のデータを表 3.2.1.2-1 に示した。

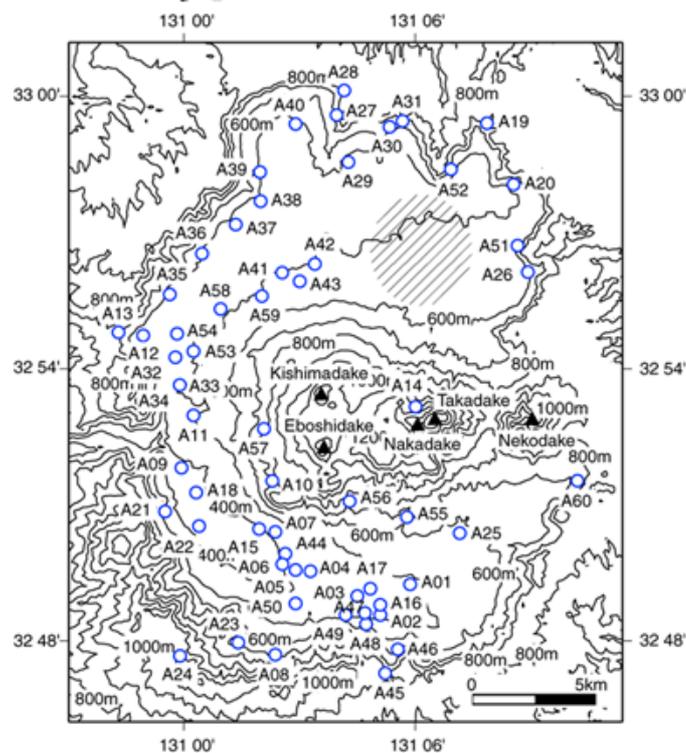


図 3.2.1.2-4 検討に用いたデータを有する湧水の位置

湧水 DIC に占めるマグマ起源 CO₂ の割合（混入率）は、（1）式によって導出した。

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{spr}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{mgm}} \cdot X + \delta^{13}\text{C}_{\text{soil}} \cdot (1-X) \quad \dots \quad (1)$$

ここに、X はマグマ起源 CO₂ の混入率、spr は湧水の DIC、mgm はマグマ起源 CO₂ を、soil は土壌起源 CO₂ を表す。δ¹³C_{mgm}、δ¹³C_{soil} には湧水 DIC の値のうち最高値と最小値をそれぞれ代入して、マグマ起源 CO₂ の混入率 X を求めた。

表 3.2.1.2-1 検討に用いた湧水の溶存全炭酸（DIC）の同位体組成および関連のデータ。

マグマ CO₂ 混入率以外のデータは山田（2005）より転載

ID	WT (°C)	pH	EC (mS/m)	δ D(‰)	δ ¹³ C (‰)	DIC (mg/L)	標高(m)	マグマCO ₂ 混入率	名称	緯度	経度
A01	14.1	7.1	22.6	-55	-15	46	490	0.56	白川水源	032°49'31"0	131°05'42"9
A02	14.8	6.9	22.2	-54.7	-17.1	75	459	0.48	竹崎水源	032°48'56"3	131°04'56"7
A03	14.6	6.3	32.6	-56.1	-12.6	40	443	0.65	吉田城御献上汲場	032°49'15"5	131°04'22"2
A04	15.1	6.6	23.1	-55.9	-12.3	35	427	0.66	池の川水源	032°49'50"0	131°03'06"5
A05	15.7	6.4	24.9	-54.7	-15.7	61	418	0.53	湧沢津水源	032°49'47"7	131°02'48"6
A06	16	6.5	24.8	-49.4	-15.8	64	405	0.53	寺坂水源	032°49'59"6	131°02'27"3
A07	15.9	6.8	30.1	-54.3	-11.5	56	442	0.69	塩井社水源	032°50'40"5	131°02'15"2
A08	12	7	5.3	-54.3	-16.6	13	684	0.50	山の神湧水	032°47'53"3	131°02'15"2
A09	16.2	7.3	44	-54.1	-11.4	67	361	0.70	坂木の神社	032°52'03"3	130°59'45"2
A10	14	7.5	16.6	-57.1	-11.9	32	693	0.68	垂玉温泉横湧水	032°51'47"0	131°02'10"8
A11	15.8	6.5	20.1	-54.3	-8.8	42	462	0.79	火山研水源	032°53'18"4	131°00'09"6
A12	15.7	7.8	24.6	-50.8	-14.9	42	479	0.56	車焼湧水	032°55'00"0	130°58'43"1
A13	14	8.2	5.4	-53.3	-8.2	16	614	0.82	牛玉の水	032°55'05"6	130°58'11"7
A14	12.3	5	43.6	-57.9	-29.9	7	1181	0.00	仙酔歌湧水	032°53'26"0	131°05'48"3
A15	15.1	8	29.6	-54.2	-9.9	42	417	0.75	西野宮神社	032°50'46"3	131°01'49"1
A16	14	6.9	23	-55.8	-16	53	458	0.52	竹崎水源の手前	032°49'03"5	131°05'00"9
A17	14.6	6.6	28.2	-56.4	-16.4	46	463	0.51	明神池名水公園	032°49'26"4	131°04'43"3
A18	15.4	7.5	16	-54.1	-15	28	364	0.56	龍神池水源	032°51'33"5	131°00'08"7
A19	14	7.7	7.7	-52.9	-15.6	28	656	0.54	手野の名水	032°59'38"7	131°07'43"5
A20	14.9	8.2	13.1	-54.5	-12.1	62	589	0.67	三関稲荷神社	032°58'23"7	131°08'27"8
A21	14.7	7.6	5.7	-52.8	-14.6	16	480	0.58	久木野村山道	032°51'09"2	130°59'21"9
A22	17.4	8	16	-51.8	-12.5	61	360	0.65	殿様の水	032°50'48"8	131°00'12"9
A23	13.7	6.6	3.8	-50.5	-13.4	13	652	0.62	恋ヶ淵	032°48'11"4	131°01'14"0
A24	11.9	6.9	5.6	-55.6	-13.9	16	1071	0.60	地蔵峠	032°47'57"1	130°59'43"4
A25	15.1	6.7	23.7	-56.6	-17.6	62	578	0.46	熊野宮	032°50'42"7	131°07'02"9
A26	14.3	7.7	16.2	-55.4	-14.4	71	576	0.58	産平神社	032°56'22"3	131°08'50"0
A27	12.1	7.9	5.4	-56.4	-11.4	15	770	0.70	遠見の泉	032°59'55"9	131°03'51"8
A28	12.7	7.8	7.2	-51.3	-15.2	29	841	0.55	長倉の滝	033°00'25"7	131°04'02"3
A29	14.5	7.2	10.5	-53.5	-18.1	56	484	0.44	池池	032°58'49"0	131°04'06"7
A30	10.5	7.8	7.8	-51.1	-13.4	28	647	0.62	乙川瀧蒸	032°59'38"4	131°05'14"0
A31	13.3	8	9.6	-52.7	-11.4	38	665	0.70	乙川湧水群	032°59'41"6	131°05'28"5
A32	15.2	6.9	17.2	-50.2	-16.4	91	471	0.51	下野の湧水	032°54'29"9	130°59'36"9
A33	15.8	7.2	61.5	-55.6	-8.2	63	464	0.82	長陽村水源横1	032°54'00"0	130°59'43"0
A34	15.1	7.7	18.3	-53.3	-13.8	30	464	0.61	長陽村水源横2	032°54'00"0	130°59'43"0
A35	13.9	7.5	10.6	-53.4	-18.8	54	484	0.42	的石御茶屋泉水	032°55'55"4	130°59'28"3
A36	14.5	7.8	6.4	-51.3	-16	22	517	0.52	産神社	032°56'52"3	131°00'20"6
A37	15.3	7	8.8	-51.7	-17.7	43	477	0.46	上の小屋	032°57'27"8	131°01'09"5
A38	17.1	7.8	18.3	-52.9	-16.3	47	476	0.51	おりどのつづみ	032°58'03"3	131°01'52"2
A39	16.8	8.2	8.9	-54.2	-15.2	39	489	0.55	下り山水源御前水	032°58'36"4	131°01'47"9
A40	13.6	7.5	8	-53.8	-17.5	26	511	0.47	湯浦八幡宮	032°59'41"8	131°02'46"3
A41	13.4	7.2	16.5	-54	-12.6	19	495	0.65	乙姫小学校前	032°56'23"0	131°02'26"3
A42	15.4	6.4	34.7	-52.1	-20.4	27	498	0.36	下西黒川あぜ道	032°56'37"2	131°03'14"1
A43	13.6	7.5	11.5	-52	-13.5	15	505	0.62	下西黒川道路脇	032°56'15"6	131°02'49"8
A44	16.5	6.6	23	-54.9	-15.7	74	417	0.53	川地後水源	032°50'12"7	131°02'29"1
A45	13.2	7.5	4.6	-56.2	-8.9	13	899	0.79	清水峠	032°47'34"0	131°05'04"6
A46	13	7.8	7.8	-56.2	-14	26	691	0.60	清水寺	032°48'01"3	131°05'25"6
A47	14.1	7.1	11.3	-59	-18.2	37	454	0.44	了広寺横	032°48'51"9	131°04'35"8
A48	13.4	6.9	10.3	-58.6	-18.6	40	481	0.42	四の宮	032°48'42"7	131°04'38"1
A49	14.3	7.2	10.7	-56.2	-14.8	43	449	0.57	中二子石妙見神社の池	032°48'52"5	131°04'06"9
A50	14.2	7	10.1	-58.7	-16.4	41	406	0.51	ひょうたん原池湧水	032°49'08"8	131°02'44"2
A51	14.2	7.9	10.6	-56.6	-12.3	26	559	0.66	鬼塚川源流	032°56'57"2	131°08'33"9
A52	14.1	7.8	8.2	-56	-14.5	28	579	0.58	片隅坂の湧水	032°58'40"0	131°06'45"4
A53	14.8	7.3	16.2	-57	-10.3	29	500	0.74	蛇女神社	032°54'39"8	131°00'07"9
A54	15.8	7.4	16	-52.7	-14	13	473	0.60	赤水湧水	032°55'01"9	130°59'38"9
A55	16.3	4.6	103.5	-60.2	-3.7	129	656	0.98	清水滝	032°51'02"9	131°05'39"0
A56	13.4	7.1	20.6	-60.2	-9.1	30	762	0.78	白水村水源	032°51'24"9	131°04'08"0
A57	15.9	6.9	16.7	-55.8	-3.3	34	778	1.00	湯の谷	032°52'52"6	131°02'00"9
A58	14.1	7.6	10.5	-50.6	-9.1	15	481	0.78	市ノ川	032°55'35"6	131°00'44"0
A59	15.2	7.1	35.7	-53.4	-6.9	42	494	0.86	新道	032°55'53"5	131°01'49"5
A60	12.6	7.8	9.2	-52.7	-12.9	12	759	0.64	上洗川神社	032°51'53"2	131°10'18"5

図 3.2.1.2-5 は、湧水の DIC に占めるマグマ起源 CO₂ の割合（混入率）の大小関係（円の直径が大きいほどマグマ起源 CO₂ の混入率が高い）を地図上に表したものである。全般に中央火口丘群にマグマ起源 CO₂ の混入率が高い湧水が多く分布することが一目でわかるが、注視すると外輪山とカルデラの境界部にもマグマ起源 CO₂ の混入率が高い湧水が少なからず分布するよう見える。

図 3.2.1.2-6 は、図 3.2.1.2-5 を等値線分布図にしたものである。このような解析を行うと、中央火口丘群にマグマ起源 CO₂ の混入率が高い湧水が多く分布するということに加え、直感的に見えていた「外輪山とカルデラの境界部にもマグマ起源 CO₂ の混入率が高い湧水が少なからず分布する」という特性が浮き彫りにされ、外輪山とカルデラの境界部の北東の 4 分の 1 および局所的であるが南部と東部に中央火口丘群に匹敵するマグマ起源 CO₂ の混入率の高いエリアの存在が明らかとなった。

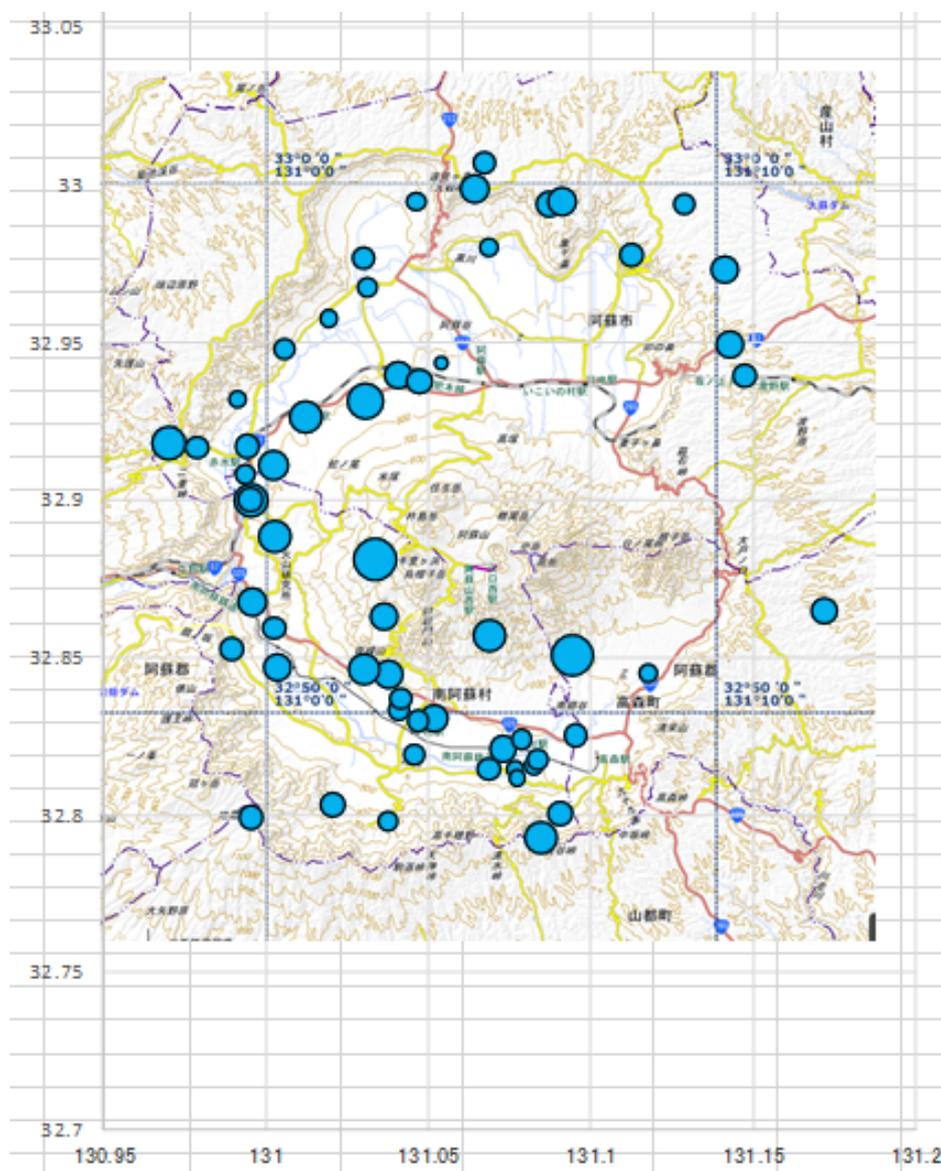


図 3.2.1.2-5 湧水の溶存全炭酸（DIC）に占めるマグマ起源 CO₂ の割合（混入率）の大小関係

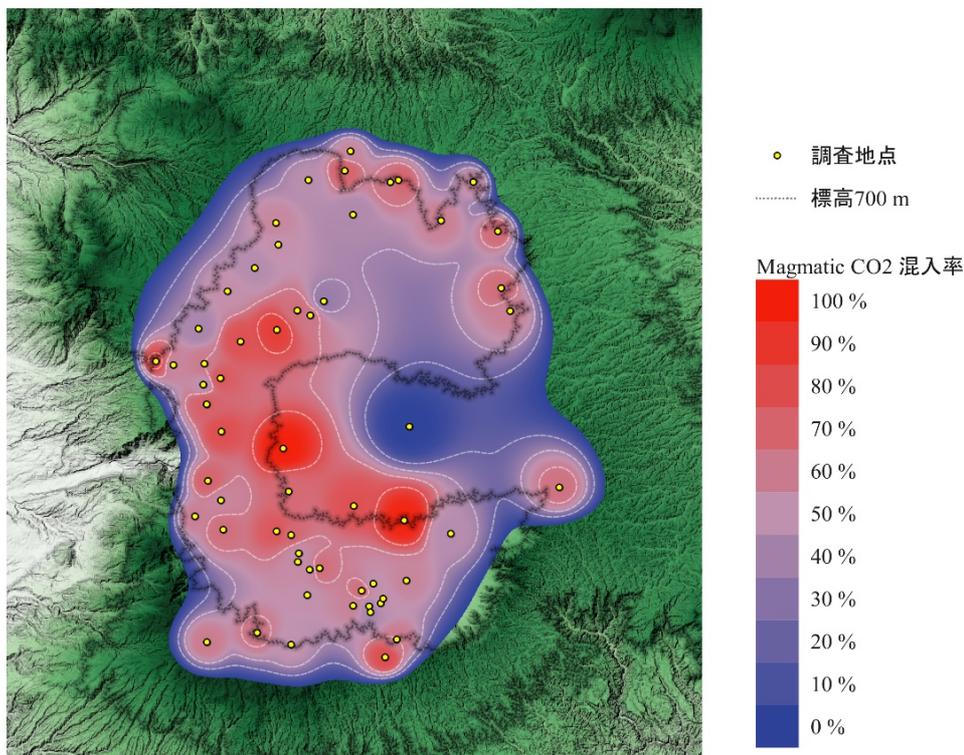


図 3.2.1.2-6 湧水の溶存全炭酸（DIC）に占めるマグマ起源 CO₂ の割合（混入率）の等値線図

以上の検討の結果から、外輪山とカルデラの境界部にある湧水のモニタリングサイトとして、牛王の水、速見の泉、清水峠の湧水（それぞれ山田，2005 によるナンバリング地点の A12, A27, A55；マグマ起源 CO₂ の混入率はそれぞれ 0.82, 0.70, 0.79）を選定した。また、カルデラ内の温泉・地下水として、内之牧温泉病院の温泉井（平成 28 年熊本地震後に改掘されたもの）と後述の本塚火山地域の地下水（井戸水）を選定し、さらにカルデラ外で硫酸イオン濃度が周辺地域の地下水・温泉に比べて優位に高い大深度温泉井（荻の里温泉，大分県竹田市荻町新藤 1131）をモニタリングサイトのひとつに加えた。本モニタリングは、2016 年 11 月の予備現地調査の後、2017 年 1 月 31 日・2 月 1 日から本格的に開始した。

カルデラ内の稠密地下水調査

本項では、多数の井戸から地下水情報が得られるカルデラ内の本塚火山周辺における地下水稠密調査について述べる。本地域は、火口跡で深部からの温泉水の上昇場と推定されている（鍵山ほか，2012）。図 3.2.1.2-7 の赤い囲みで示される阿蘇市黒川の北西にある本塚、北塚、灰塚（はいつか）の 3 つの小丘は本塚火山と呼称され、溶岩の K-Ar 年代は約 46,000 年前の値を示し（渡辺，2001）、最後のカルデラ噴火である阿蘇 4 の後に活動し、中央火口丘群に分類される。阿蘇谷の平坦面から突出するこの 3 小丘は、独立した 1 火山の残骸であり、岩石は角閃石ダイサイトであり、中央火口丘群中では特異な鉱物組成をもつ。各塚の基部には、細かい節理が発

達した多孔質岩塊の累積からなる水中溶岩が露出し、一方、本塚・北塚の上部には、通常の陸上溶岩らしい緻密な溶岩が露出する。これは水面がこの両者の中間にあったことを示し、阿蘇谷が一時期、湖であったことの強い証拠とされる（小野・渡辺, 1985）。



図 3.2.1.2-7 本塚火山の位置。地形図は国土地理院 25000 分の 1 地形図を使用。

本塚火山を含む阿蘇谷の中央部から南西部にかけては鉄を高濃度に含む地下水が広範囲に分布しており、「赤水型地下水」と呼ばれている。Ca-SO₄型水質で阿蘇火山の他のエリアの地下水に比べ、相対的に酸性度と水温が高い（例えば、田中, 2000）。小川ほか（2006）は同位体的手法によって水質形成メカニズムの解明に当たったが、明確な説明を得るに至っていない。

鍵山ほか（2012）は、VLF-MT 調査によって本塚火山の 3 つの火山体に囲まれた地域において 1000 μS/cm 以上の高い電気伝導度を検出しており、火山体の深部から温度は高くないが溶存成分を多く含む水が供給されていると考えているが、その由来については不明な点が多く、本塚火山エリアの地下水の成り立ちに関する研究は未解決であり、残された重要な研究課題である。

本塚火山地域の地下水調査は、2016 年の 8 月 24 日～26 日、10 月 24 日および 11 月 29 日～12 月 2 日、2017 年 1 月 24 日～26 日の 4 回行った。調査地下水（井戸、湧水）の湧出・採取箇所を図 3.2.1.2-8 に示す。現地では水温、電気伝導度、pH、ORP の測定をし、一般水質、Fe および Al 濃度、水ならびに溶存成分の各種同位体分析用に試料水を採取した。遊離ガスが生じているところでは、He 同位体測定用にガス試料を採取した。

4 回の調査の内 8 月は農繁期に当たっており、井戸水の揚水が盛んに行われていた。8 月 24

日～26日の調査では、排水パイプから流出する地下水の現地水質測定と採水を実施したが、その現地調査後に行った『水土里ネット阿蘇』への聞き取り調査で、「排水パイプには、複数の井戸から揚水した地下水が混ざったものが流出している箇所が少なからずある。」という情報を入手したため、農閑期に混合のない地下水を採取するために『水土里ネット阿蘇』の職員同行のもと、2016年10月24日および11月29日～12月2日に事前調査を行い、本調査を2017年1月24日～26日に行った。

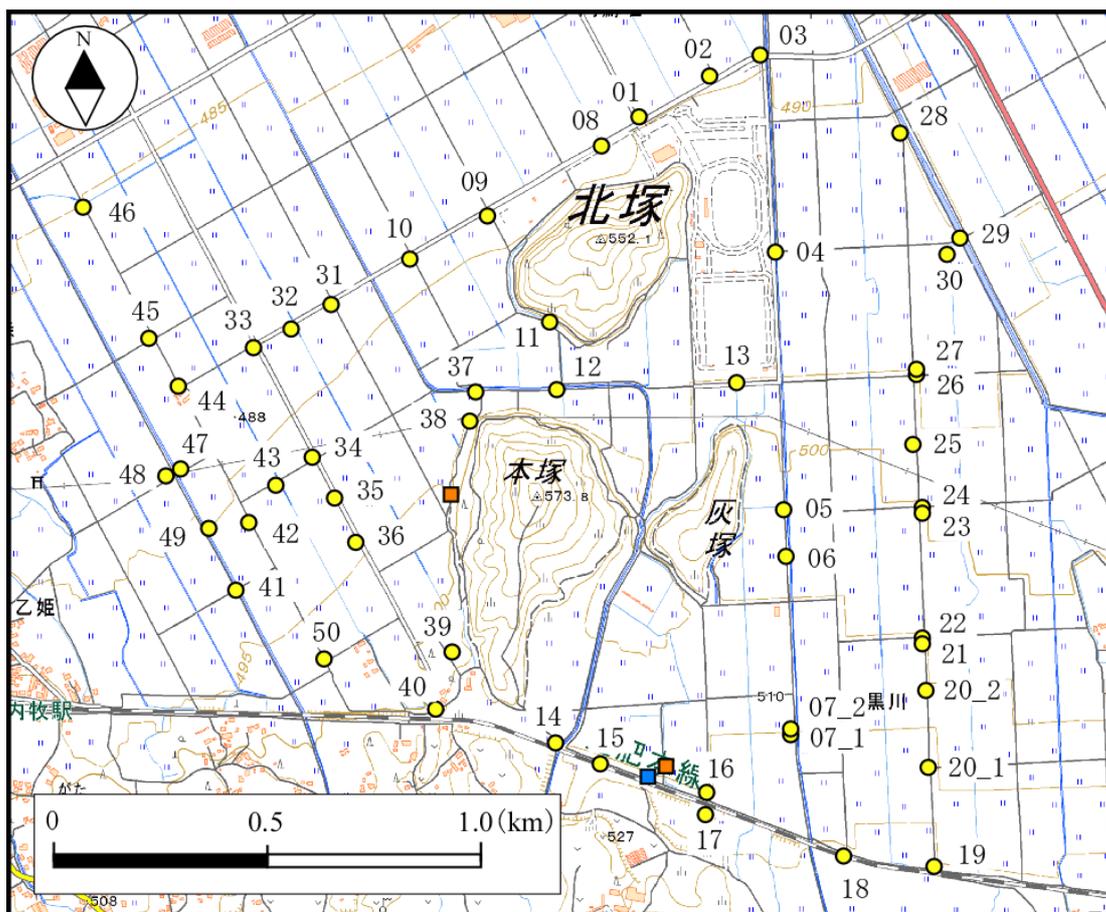


図 3.2.1.2-8 本塚火山周辺地域における地下水調査地点位置図
 図中の数字は各地点における調査地点ナンバーを示す。

図 3.2.1.2-9-a と図 3.2.1.2-9-b は、それぞれ湧出地点が明確である地点で得られた地下水の湧出温度と pH の地理的分布図であるが、水温、pH とともに目立った規則的な分布は見られなかった。一方、ORP（酸化還元電位）の地理的分布図（図 3.2.1.2-10）には、本塚・灰塚を東西方向の軸とする南北に対称的な分布が見られた。

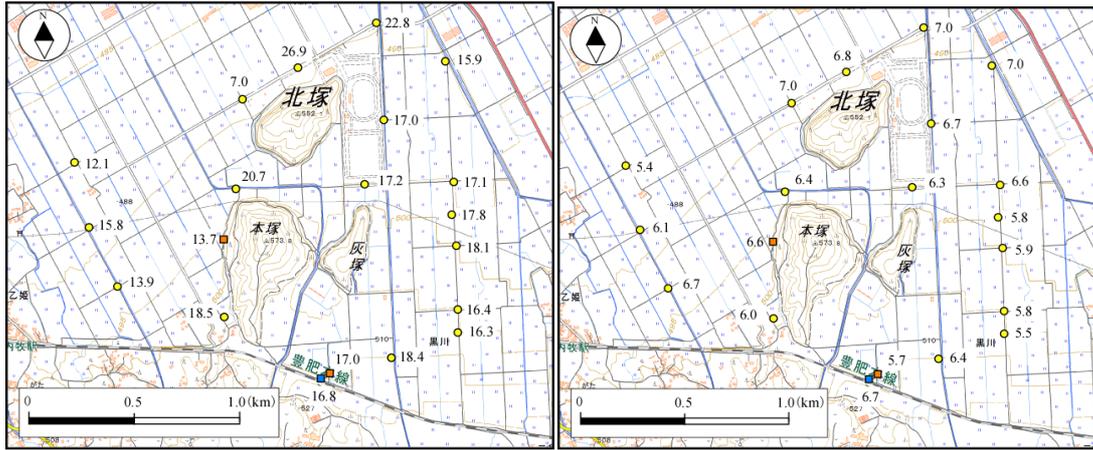


図 3.2.1.2-9(左:a, 右:b) a: 本塚火山周辺地域の地表水および地下水の水温分布. 図中に表示した水温(数値)の単位は [°C], b:地表水および地下水の pH 分布

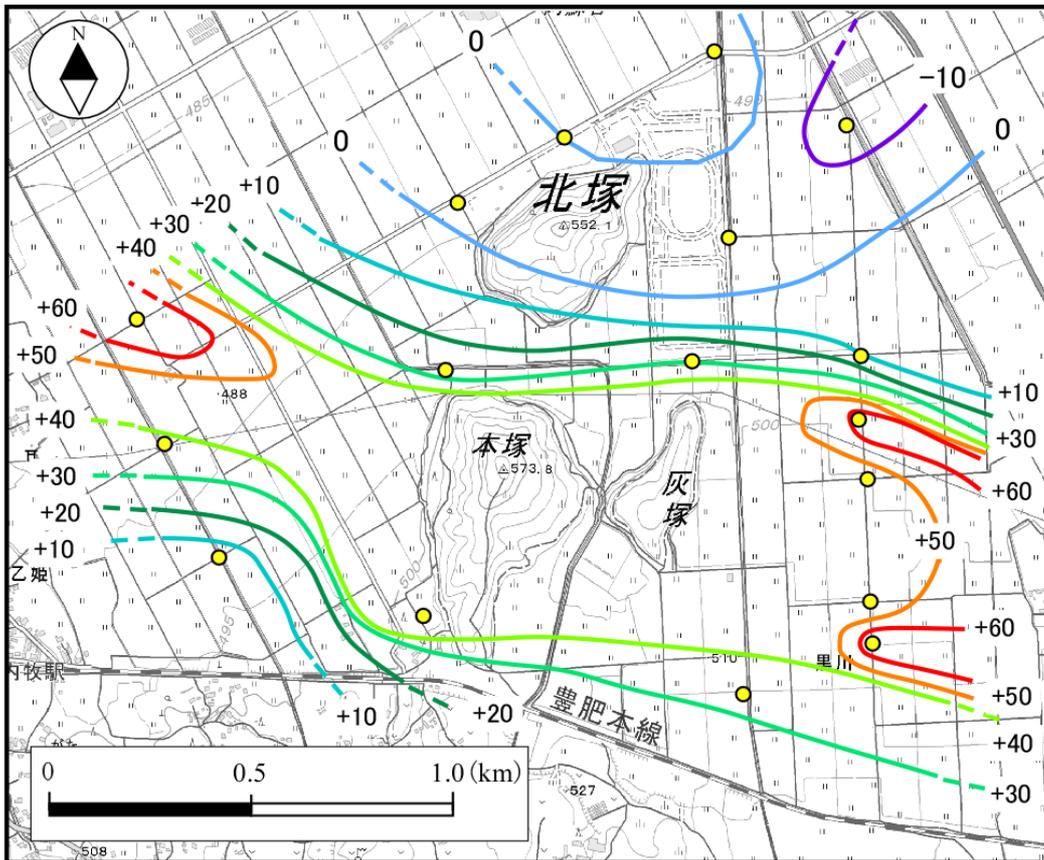


図 3.2.1.2-10 本塚火山周辺地域の地下水の酸化還元電位 (ORP) 分布図.

湧出地点が明確である地点の ORP 現地測定値を用いて作成した. 図中における ORP の単位は[mV].

赤水の名の元になっている鉄 (Fe) の地下水中での溶存状態を知るために、農閑期の複数の地下水の混合水が存在しない 2017 年 1 月採取分の地下水について pH-Eh 図上で評価した結果を図 3.2.1.2-11 に示す。地下水試料の pH と Eh (酸化還元電位) のデータセットは 2 価の鉄イオン (Fe^{2+}) と水酸化第二鉄 ($\text{Fe}(\text{OH})_3$) の境界線上から $\text{Fe}(\text{OH})_3$ の安定領域に直線状に分布しており、鉄にとって湧出直前の地下水の物理化学的状態がすでにかかなり酸化になっていたことを示唆し、無色透明状態で湧出した後、側溝に流出した地下水から褐色の沈殿物 (産状から $\text{Fe}(\text{OH})_3$ と推定される。) が析出している現地状況と矛盾しない。

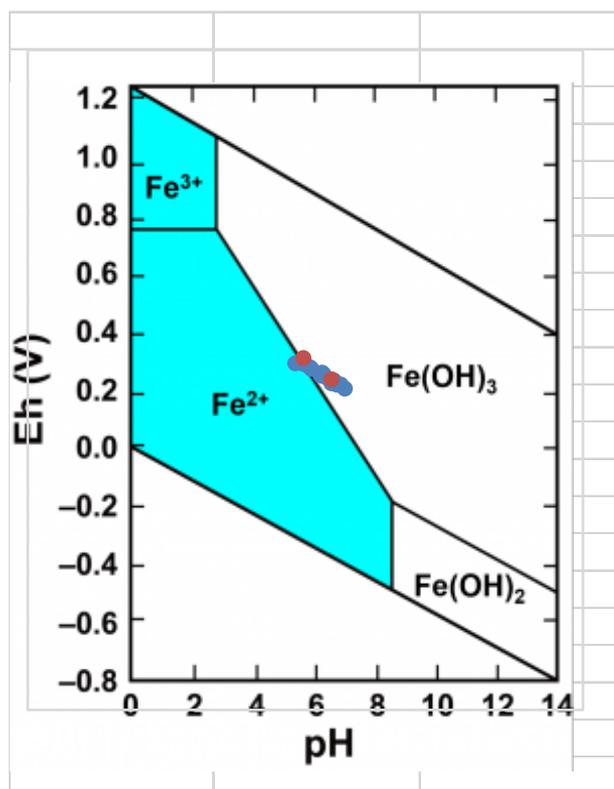


図 3.2.1.2-11 Eh-pH 図上で評価した本塚火山の地下水中の鉄の化学状態
(●: 井戸水, ●: 湧水)

図 3.2.1.2-12 に、湧出地点が明確である地点において測定された電気伝導度の値を用いて作成した本塚火山周辺地域における地下水電気伝導度分布を示す。本塚の北から北北西方向に延びる高電気伝導度領域が特に目を引く。本塚火山は 3 つの丘に分離しているがそれらに囲まれる平地が火口跡と推定されており (渡辺, 2001), 鍵山ほか (2012) は, VLF-MT 調査による浅層電気伝導度分布から本塚火山の 3 つの火山体に囲まれた地域において、火山体の深部から温度は高くないが溶存成分を多く含む水の供給を推定している。本塚の北から北北西方向に延びる高電気伝導度領域は, そのような溶存成分を多く含む水なのかもしれない。当地域の調査にあたり, 判明した情報について付録 A-1 にまとめる。

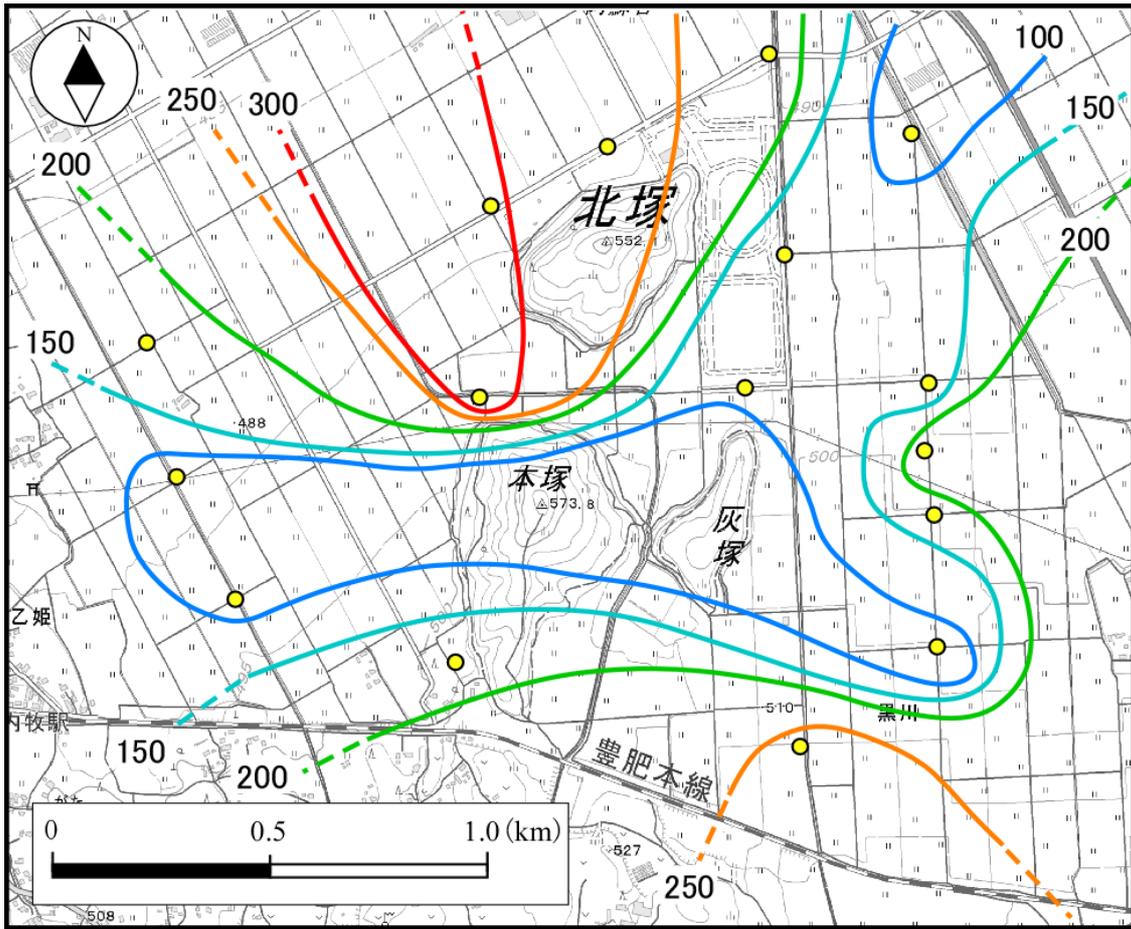


図 3.2.1.2-12 本塚火山周辺地域における電気伝導度分布

湧出地点が明確である地点において測定された電気伝導度の値を用いて作成した。なお、図中における電気伝導度の単位は、[mS/m]である。

(3) 地下水の滞留時間

滞留時間推定手法

火山体周辺の地下水は、マグマより発せられた火山ガス成分あるいは、深部から供給される熱水流体を溶解・混合している。火山ガス起源の溶存成分濃度は、火山ガス成分の地下水系へのフラックス（脱ガス、あるいは鉱物としての沈澱など）、地下水系からの二次的遊離、地下水の滞留時間に依存すると考えられる。滞留時間の推定にはトリチウム (^3H)、放射性炭素 (^{14}C) などが一般的に用いられるが、火山周辺の地下水の場合、 ^{14}C を含まない火山ガス起源 CO_2 を多量に含むため、涵養時の宇宙線起源 ^{14}C の壊変量に基づく滞留時間の推定はほぼ不可能である。また、半減期の短い ^3H は浅層地下水系の滞留時間測定には火山地域においても利用可能であるが、深層地下水系を対象にした滞留時間の推定には、浅層地下水の混入の有無を見る指標となる。一方、NaClに富む深層地下水の場合、火山ガス起源 Cl に含まれる放射性塩素同位体 (^{36}Cl ; 半減期 30.1 万年) を用いた滞留時間の推定が期待できる。

火山ガス中の ^{36}Cl 量は正確には決まっていないものの、ほぼ検出限界に等しいほど微量にしか存在しない (Snyder *et al.*, 2002)。しかし、地層中で ^{35}Cl と熱中性子との反応によって生

成され、その生成量は、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比として表した場合、以下の時間の関数として表示され、放射平衡に達する（150 万年程度）まで上昇し続ける：

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \frac{R_e - R_{sam}}{R_e - R_{i,mag}}$$

ここで、 λ は ^{36}Cl の壊変定数 ($2.30 \times 10^{-6} \text{ yr}^{-1}$)、 R_e 、 R_{sam} 、 $R_{i,mag}$ はそれぞれ $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 放射平衡値、試料、マグマ起源 Cl の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を示す。火山ガスを含む地下水の滞留時間が長い場合には、有為に $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ が高くなり、滞留時間の指標となり得る。ただし、そのためには得られた深層地下水中の Cl の起源の同定およびその寄与率の見積もりが必要となる。Cl の起源としては（古）海水、火山ガスが考えられるが、（古）海水であるか否かは Br/Cl などの指標により識別可能である。なお、天水中にも微量に Cl は含まれるのでその影響の検討も精密な解析には必要となる場合がある。

本項では、阿蘇カルデラ内の深層地下水の滞留時間推定に向けた ^{36}Cl 等を用いた解析を行う。なお、参考のため浅層地下水系の滞留時間についても既存文献よりその概要を記す。

浅層地下水の滞留時間

浅層地下水系の滞留時間については、利部ほか（2011）により阿蘇カルデラ内の浅層地下水系の区分を行った上で各区分の代表的な地下水について、トリチウム、CFCs による年代測定が行われている。利部ほか（2011）は、水の水素・酸素同位体比および水質から推定された涵養標高により、カルデラ内を外輪山山麓系：領域（Ⅰ）、中央火口丘群系：領域（Ⅱ）、カルデラ低地系不圧地下水系：領域（Ⅲ）、カルデラ低地系自噴井系：領域（Ⅳ）の 4 領域に区分した。領域（Ⅰ）と（Ⅲ）では推定される涵養標高が相対的に低く、溶存分量の少ない Ca-HCO_3 型であるため、涵養から湧出までの経路は比較的短い流動規模の小さなグループと考えられた。一方、領域（Ⅱ）と（Ⅳ）は、推定涵養標高が高く、溶存分量の多い SO_4 成分に富んだ水質組成であるため、中央火口丘群で涵養された流動規模の大きなグループと考えられた。トリチウムを利用した滞留時間の推定より、領域（Ⅰ）ではピストン流の流動形態で約 20 年と推定され、CFCs の分析結果と整合的であった。一方、領域（Ⅱ）ではトリチウムと CFCs により推定された滞留時間に相違がみられたが、これは流動形態が混合流によるものと考えられ、その際に推定された平均滞留時間として約 35 年が得られた。なお、領域（Ⅲ）では人為起源によるものと考えられる過剰付加により、CFCs による滞留時間の推定を行うことができなかった。また、領域（Ⅳ）では CFCs によるピストン流の滞留時間が約 28 年と推定されたものの、溶存分量が多いことや推定涵養標高が高いことを考慮すると、より長い滞留時間を有している可能性を否定できない。

深層地下水および自噴井

放射性塩素同位体の分析には、天水起源の Cl の寄与が比較的少ないと思われる Cl 濃度の高い地点を選定した。また、熊本市内周辺など阿蘇カルデラ外の深層地下水についても参考のためいくつかの地点でデータを取得した。表 3.2.1.2-2 に放射性塩素同位体のデータとともに水質、各種同位体の結果を示す。

^{36}Cl の測定には Cl 濃度の高い地点を選定したものの、阿蘇カルデラ内の深層地下水の Cl 濃度は、 $130\text{--}340\text{ mg/L}$ と阿蘇カルデラ外の深層地下水に比べて低い。この Cl の起源は Br/Cl によって明瞭に区別される (表 3.2.1.2-2)。 Br 、 Cl とも濃度が低く Br/Cl の誤差は大きいと考えられるものの、阿蘇カルデラ内の深層地下水の Br/Cl は $0.5\sim 1.6\times 10^{-3}$ (重量比) と海水の値 (3.4×10^{-3}) に比べて明らかに低く、火山ガスの値に近い (Böhlke and Irwin, 1992)。一方、熊本市内の深層地下水は $2.3\sim 3.4\times 10^{-3}$ と海水の値かあるいはそれよりも若干低い値を示している (表 3.2.1.2-2, 図 3.2.1.2-13)。つまり、熊本市内の深層地下水中の Cl の起源が海水か或いは海水とマグマ起源のハロゲン元素の混合であるのに対し、阿蘇カルデラ内の深層地下水中の Cl はほぼ海水成分はなく、マグマ起源といえる。このことは Li/Cl 比がほぼ深部マグマ起源成分の端成分値と等しいぐらい高いことや (風早ほか, 2014)、ヘリウム同位体比が非常に高い (表 3.2.1.2-2) ことから支持される。また、トリチウムがいずれも検出限界以下であり、若い天水成分の影響はほぼないと思われる。

$^{36}\text{Cl/Cl}$ の結果も、カルデラ内外で異なる傾向が見られた。いずれの試料についても $^{36}\text{Cl/Cl}$ は現在の天水中の $^{36}\text{Cl/Cl}$ (一般的に $10^{-14}\sim 10^{-13}$ のオーダー；たとえば, Togo *et al.*, 2014; Tosaki *et al.*, 2012) よりも低く、検出限界に近い値のため誤差が大きくなっているが、大部分が 1.6×10^{-15} 以下と誤差を考えるとほぼ検出限界の数値となっている (図 3.2.1.2-14)。地点 E は例外的に検出限界よりも有為に高い値を示すが、この試料のみトリチウムが検出されており (1.2 T. U.)、最近の降水起源の ^{36}Cl も含まれていることが予想される。火山ガス中の $^{36}\text{Cl/Cl}$ のデータは、薩摩硫黄島の硫黄岳周辺のデータのみ公表されており、検出限界以下という記載にとどまっている (Snyder *et al.*, 2002；理論的なマグマ起源 $^{36}\text{Cl/Cl}$ 値は付録 A-2 参照のこと)。現時点では、カルデラ内の深層地下水中の Cl の起源は、 $^{36}\text{Cl/Cl}$ からマグマ起源であることは支持されるが、地下水の滞留時間に指標となる $^{36}\text{Cl/Cl}$ 比の変化を見るにはその変動幅が少ない。これが、滞留時間が短いため変動していないことを意味するのかどうかについては、その他の年代指標との相関をみるなどの解析が必要である。一方、今回の $^{36}\text{Cl/Cl}$ のデータ取得を、現在保有している比較的 Cl 濃度の高い深層地下水試料を対象に行ったため、阿蘇カルデラ北部の内牧、狩尾、黒川地域にデータが限られている。阿蘇カルデラの周辺部も含めた地域の特徴を把握するには、より広域のデータの取得を行う必要がある。これにより、深層地下水系を通じてカルデラ外に流れ出すマグマ起源成分について、その存在の有無あるいは量について検討できるものと考えられる。

表 3.2.1.2-2 阿蘇カルデラ内外および熊本市周辺の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$, トリチウムおよび化学組成結果
 添え字を付してある試料は, 同一地点において異なる時期に採取した試料の分析値を意味する.

	水温 (°C)	pH	Li (mg/L)	Cl (mg/L)	Br (mg/L)	Li/Cl (重量比)	Br/Cl (重量比)	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}^{\dagger}$	^3H (TU)	$^3\text{He}/^4\text{He}$ (cor Ra) [§]
A-1	43.2	7.4	0.19	142.9	0.19	1.32E-03	1.36E-03	9.26E-16 ± 5.90E-16	<0.03	3.91
A-2	45	7.0	0.20	151.8	0.22	1.31E-03	1.48E-03	1.14E-15 ± 5.35E-16	<0.03	
B	45.8	7.2	0.17	168.7	0.25	1.03E-03	1.48E-03	1.62E-15 ± 7.10E-16	<0.03	3.91
C-1	23.6	6.7	0.11	125.4	0.20	8.95E-04	1.63E-03	9.50E-16 ± 5.34E-16	<0.03	5.63
C-2	23.9	7.1	0.08	137.0	0.21	6.12E-04	1.55E-03	1.12E-15 ± 5.17E-16	<0.03	5.58
D-1	38.1	6.9	0.30	225.5	0.36	1.33E-03	1.61E-03	2.70E-16 ± 4.20E-16	<0.03	3.93
D-2	38	6.9	0.23	226.1	0.34	1.01E-03	1.52E-03	8.27E-16 ± 5.38E-16	0.06 ± 0.02	
E	16.7	7.1	0.04	161.0	0.08	2.60E-04	5.21E-04	5.85E-15 ± 9.14E-16	1.20 ± 0.03	
F	46.5	6.9	0.44	334.0	0.51	1.31E-03	1.53E-03		<0.03	7.24
G	58	6.9	0.53	181.2	0.26	2.94E-03	1.41E-03	7.80E-16 ± 4.78E-16	<0.03	5.05
H	54.7	7.2	0.50	165.2	0.25	3.03E-03	1.50E-03	8.68E-16 ± 6.00E-16	<0.03	5.13
I-1	32.7	7.6	0.30	8813.2	29.71	3.41E-05	3.37E-03	1.55E-15 ± 5.17E-16	<0.03	4.35
I-2	33.4	6.9	0.44	8875.3	28.82	4.94E-05	3.25E-03	-1.04E-16 ± 4.67E-16	<0.03	4.58
J-1	42	7.4	1.60	6322.3	14.99	2.54E-04	2.37E-03	6.51E-15 ± 9.05E-16	<0.03	3.25
J-2	39.9	7.4	1.85	6497.6	14.89	2.85E-04	2.29E-03	5.36E-15 ± 8.78E-16	<0.03	3.22
K	45.6	6.8	5.09	3343.1	9.75	1.52E-03	2.92E-03	3.09E-15 ± 7.02E-16	<0.03	5.28
L	23.6	7.2	0.01	7833.1	26.35	1.77E-06	3.36E-03	5.14E-16 ± 4.70E-16	<0.03	4.49
M	40.05	8.4	0.57	679.1	1.52	8.32E-04	2.24E-03	9.37E-15 ± 1.13E-15	<0.03	2.61
N	96.7	8.2	3.95	1386.2	3.15	2.85E-04	2.27E-03	9.77E-16 ± 5.11E-16	0.10 ± 0.02	4.94
O	98.7	8.4	1.17	878.5	1.86	1.34E-03	2.12E-03	2.07E-15 ± 6.01E-16	<0.03	

[†] 空欄の試料は, 妨害元素 (^{36}S) の影響が大きかったため数値を削除した.

[§] $^3\text{He}/^4\text{He}$ は大気の寄与を差し引いた値 (corrected 値) を記している. $1\text{Ra} = 1.4 \times 10^{-6}$

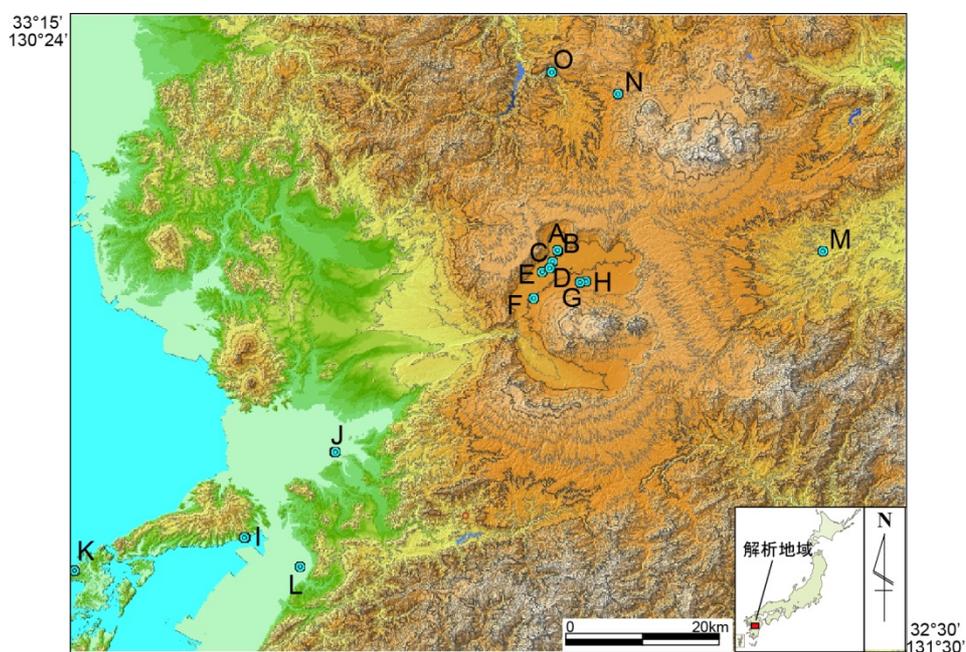


図 3.2.1.2-13 阿蘇カルデラ内外および熊本市周辺の深層地下水において $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ を分析した地点

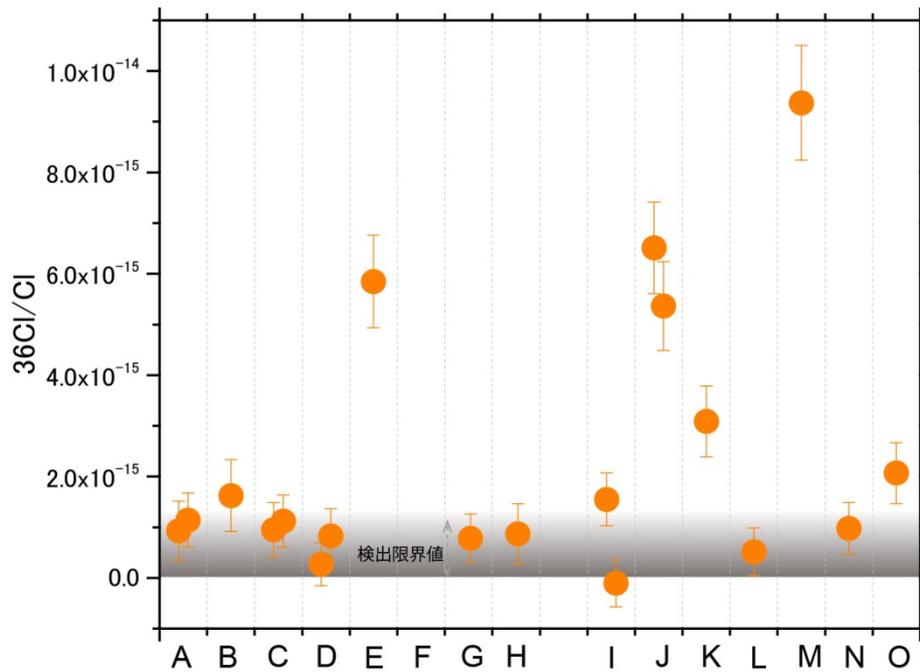


図 3.2.1.2-14 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の測定結果

(4) 河川水調査によるマグマ起源成分フラックスの検討

カルデラ及びその周辺の湧水及び河川水等の調査

Shinohara (2013) によると、阿蘇山頂からの SO_2 ガス放出量 410 ton/day, H_2S ガス放出量 11 ton/day (S として 215 ton/day), HCl ガス放出量 16 ton/day, カルデラ内の温泉からの S 放出量 2.7 ton/day, Cl 放出量 1.3 ton/day と報告されている。しかし、湧水、河川等の浅層地下水層を通して放出されるマグマ起源の揮発性物質のフラックスに関しては明らかにされていない。そのため、阿蘇火山から浅層地下水系を通して放出されるマグマ起源の揮発性物質のフラックスを検討するため、阿蘇カルデラ及びその周辺の河川（白川、黒川、緑川）及び湧水の流量調査と採水による化学・同位体分析を行った。

現地調査は、2016年3月に阿蘇カルデラ周辺（主に緑川の流域）、2016年9月と10月に阿蘇カルデラ内（白川流域）において行った。いずれの調査時期も基本的に渇水期であり、河川水は浅層地下水を代表するものと考えられる。2016年4月14日および4月16日に発生した熊本地震により、熊本県菊池郡大津町瀬田から、阿蘇カルデラ北部の阿蘇谷赤水、および南部の南郷谷栃木温泉までは通行できなくなった。そのため阿蘇カルデラ内の河川調査は、阿蘇カルデラ北部の阿蘇谷では白川支流の黒川を赤水付近まで、阿蘇カルデラ南部の南郷谷では白川本流を栃木温泉付近まで、その支流を含めて行った。現地調査では、水温や pH、河川流量等の現地で計測可能な水文データを測定した。調査で採取した試料について、水試料の主成分陽イオン・陰イオン組成、水素、酸素同位体比 (δD , $\delta^{18}\text{O}$) の分析を行った。産総研の保有する既存地下水試料を含む水試料の一部については、 SO_4 イオンの硫黄同位体比の分析を行った。なお、阿蘇カルデラ北部の阿蘇谷を流れる黒川は白川水系であるが、以下「白川支流の黒川」を「黒川」、阿蘇カルデラ南部の南郷谷を流れる白川を「白川」と記述する。阿蘇谷（黒川流域）及び南郷谷（白川流域）における河川調査地点を図 3.2.1.2-15 及び図 3.2.1.2-16 に示した。

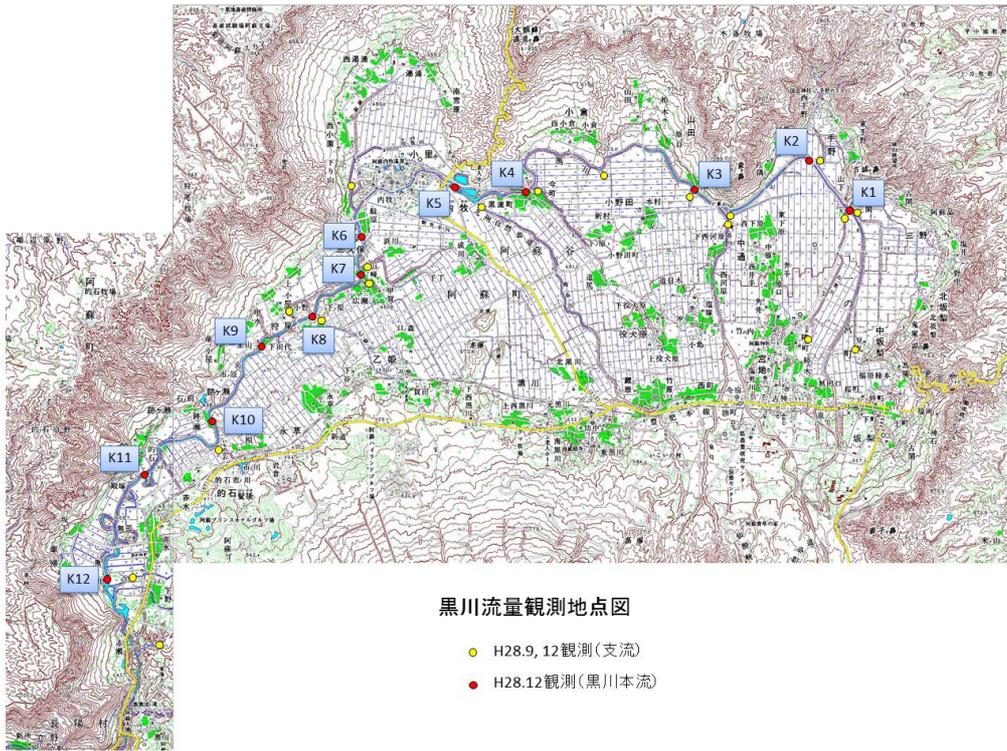


図 3.2.1.2-15 阿蘇谷（黒川流域）における河川調査地点



図 3.2.1.2-16 南郷谷（白川流域）における河川調査地点

黒川および白川の流量観測値の妥当性について検討する．黒川の最下流の観測地点である大湫橋での流量は 150 万 ton/day であった．阿蘇谷の面積は 210 km² であるので、2600 mm/year の流出高になる．一方、白川の最下流の観測地点である妙見橋での流量は 85 万 ton/day であった．南郷谷の面積は 170 km² であるので 1825 mm/year の流出高になる．降水量（1981-2010 の平均）は阿蘇谷の乙姫で 2831.6mm、南郷谷の高森で 2408.1 mm、阿蘇山で 3206.2 mm（気象庁）、年間蒸発散量は南日本では 800-900 mm/year である（近藤ほか, 1992）．今回測定した河川流量観測値（流出高）は、（降水量-年間蒸発散量）の値と矛盾しないことから、黒川および白川の流量観測値は妥当であると考えられる．図 3.2.1.2-17 に黒川とその支流の河川流量を、図 3.2.1.2-18 に白川とその支流の河川流量を、それぞれ示した．河川調査は 2016 年 9 月および 11 月に行ったので、その両方を示した．

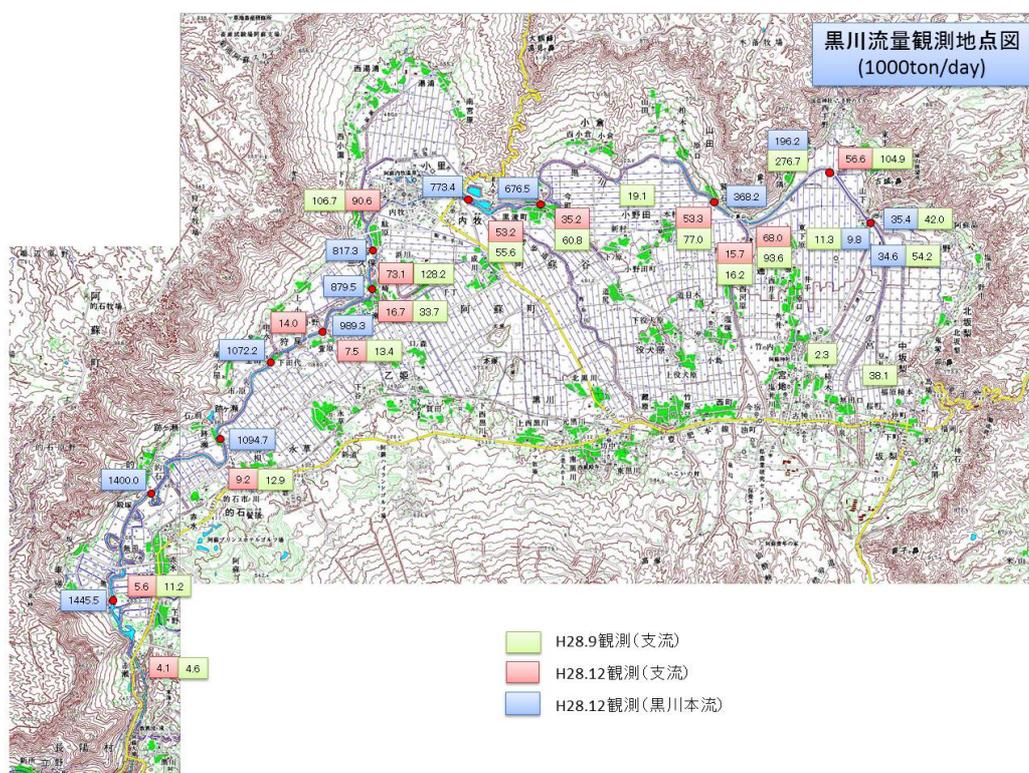


図 3.2.1.2-17 黒川とその支流の河川流量（単位 1000 ton/day）

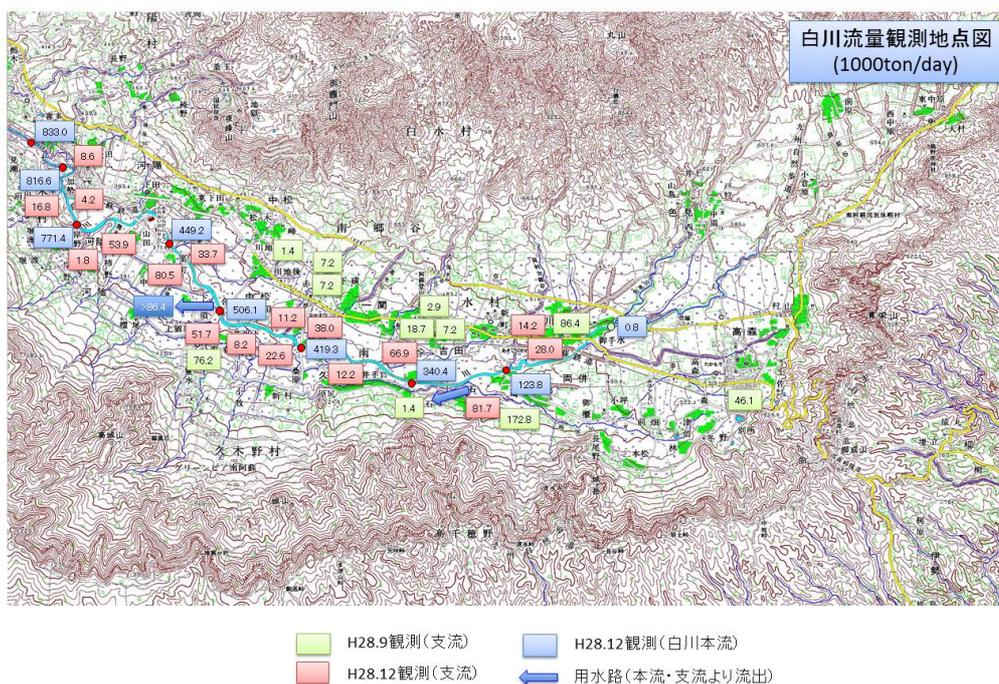


図 3.2.1.2-18 白川とその支流の河川流量（単位 1000 ton/day）

図 3.2.1.2-17 に示したように、黒川本流の河川流量は上流から下流に向かって一方的に増加する。本流の流量の増加が支流からの流入のみで説明できる区間は 1 区間 (K6 地点～K7 地点) のみであり、それ以外は支流からの流入量より本流の流量変化が圧倒的に大きい区間がほとんどである。図 3.2.1.2-18 に示したように、白川では S4 地点～S5 地点の間で本流の流量が減少するが、これはこの区間で用水路が分岐しているためである。それ以外の区間では、黒川同様本流の河川流量は上流から下流に向かって一方的に増加する。本流の流量の増加が支流からの流入のみで説明できる区間が 3 区間 (S3 地点～S4 地点, S7 地点～S8 地点, S8 地点～S9 地点)、本流の流量の増加より支流からの流入量のほうが多くなる区間が 2 区間 (S4 地点～S5 地点, S5 地点～S6 地点)、支流からの流入量より本流の流量変化が圧倒的に大きい区間が 2 区間 (S1 地点～S2 地点, S6 地点～S7 地点) である。S2 地点～S3 地点の間は南から合流する両併川が合流直前に用水路を分岐したり、その上流側で大きな湧水と合流する可能性があることから、支流の流入量が不明であり評価することができなかった。用水路、湧水の流入などを含め、さらなる詳細調査が必要であると考えられる。

Cl 及び S の起源の検討

湧水、河川等の浅層地下水層を通して放出されるマグマ起源の揮発性物質のフラックスを明らかにするため、Cl 及び S の起源の検討が必要である。地下水の Cl に関しては、前項で考察したように $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比や Br/Cl 比等の特徴から、マグマ起源であると考えられる。S の起源を検討するため、河川水、湧水、井戸水等の浅層地下水及び温泉水の SO_4 イオンの硫黄同位体比の

分析を行った。図 3.2.1.2-19 に、新エネルギー・産業技術総合開発機構（1991）のデータを含めた河川水、湧水・井戸水等の浅層地下水、および温泉水の SO_4 イオンの硫黄同位体比の分布を示した。

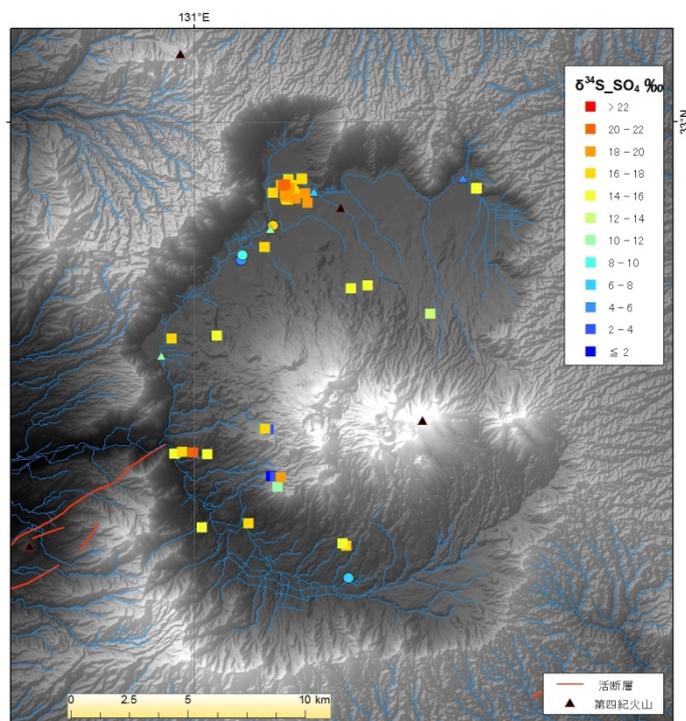


図 3.2.1.2-19 阿蘇カルデラ周辺地域の河川水，湧水，井戸水等の浅層地下水，および温泉水の SO_4 イオンの硫黄同位体比 ($\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$) の分布

△：河川水試料 ○：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：温泉水試料

図 3.2.1.2-19 に示したように，黒川の河川水の SO_4 イオンの硫黄同位体比の分析結果から，黒川の上流部 (K2 地点) では+4.8‰程度だった値が，西岳川合流後 (K5 地点) には+7.3‰に，黒戸川合流後 (K7 地点) には+10.5‰に，著しく増大することが明らかになった (最下流部の大湫橋 (K12 地点) では+10.1‰)。図 3.2.1.2-19 からは，河川水と浅層地下水の SO_4 イオンの硫黄同位体比は，内牧温泉の南方，阿蘇市狩尾の湧水 (佐藤ほか, 2016; +16.4, +16.8‰) を除くと，高くても+10‰程度であるのに対し，温泉水の SO_4 イオンの硫黄同位体比は，多くの場所では+14~+22‰と非常に高いことがわかる。また一部，南郷谷の湯の谷・垂玉温泉付近では非常小さい+2‰程度，阿蘇山麓では+10‰程度という値を示す温泉水の SO_4 イオンの硫黄同位体比もあることもわかる。

阿蘇火山から放出される火山ガスの硫黄同位体比は，湯の谷・垂玉温泉付近の噴気地帯では， H_2S ガスの値で-2.7~-0.6‰程度である (新エネルギー・産業技術総合開発機構, 1991)。一方，阿蘇中岳の山頂火口から放出される火山ガスの硫黄同位体比は+4‰程度 (笠作ほか, 1999 の Fig.3) と推定される。今回，黒川の上流部 (K2 地点) で観測された SO_4 イオンの硫黄同位体比+4.8‰や，新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1991) に報告された湯の谷・垂玉温泉水の SO_4 イオンの硫黄同位体比は，阿蘇山の山頂火口や山麓の噴気地帯から放出される火山ガスと同様の同位体比を示すため，マグマ起源であると考えられる。

黒川の中流から下流で合流する支流に大きな影響を与える「赤水」の SO_4 イオンの硫黄同位体比は+7~+17‰程度と報告されている（小川ほか，2006 の図1）。黒川河川水の SO_4 イオンの硫黄同位体比は，西岳川合流後（K5 地点）には+7.3‰に，黒戸川合流後（K7 地点）には+10.5‰に増大するが，「赤水」の SO_4 イオンの影響が非常に大きいことによると考えられる。Ueda and Sakai (1984) には，阿蘇火山の火山岩の硫黄同位体比が+6.6~+18.0‰であることが示されている。一方，Shinohara *et al.* (1993) は，薩摩硫黄島の強酸性の温泉では+15.2~+26.1‰にもなること，これが火山ガスである SO_2 ガスの不均化反応（disproportionation）によるものであると推定している。内牧温泉など， SO_4 イオンの硫黄同位体比が高い値を示すものについては，今後詳細な調査が必要であるが，火山岩の硫黄同位体比の範囲内に含まれるため，マグマ起源であると考えても矛盾しない。今後，支流を含め河川水の SO_4 イオンの硫黄同位体比のデータの蓄積を行えば， SO_4 イオンの同位体比のバリエーションの詳細を理解できると考えられる。

なお，河川水中に含まれる Cl イオン及び SO_4 イオンの起源としては，マグマ起源物質以外にも，降水に含まれる可能性（例えば海塩起源）がある。宮本・古澤（2016）には，熊本県の降水のモニタリング結果が示されている。調査は天草地方の苓北町，阿蘇カルデラ内阿蘇市，阿蘇カルデラ外宇土市及び八代市において行われている。天草地方は東シナ海に面しており，有明海，八代海の西部にある阿蘇地域とは様相が異なるものと推定できる。また阿蘇カルデラ内では阿蘇山の噴煙の影響を直接受ける可能性が考えられる。そのため，ここでは阿蘇カルデラ外宇土市及び八代市における観測結果について述べる。降水の Cl イオン及び SO_4 イオンの平均は，宇土市ではそれぞれ 0.68 mg/L，1.1 mg/L，八代市では 0.77 mg/L，2.3 mg/L であった（阿蘇市では，0.81 mg/L，1.5 mg/L）。河川水の Cl イオン濃度は，黒川（大淵橋）で 17.2 mg/L，白川（妙見橋）で 6.5 mg/L， SO_4 イオン濃度は，黒川（大淵橋）で 111.4 mg/L，白川（妙見橋）で 44.2 mg/L であり，降水に含まれる Cl イオン及び SO_4 イオンを差し引いても観測値にはほとんど影響しないため，カルデラ内の河川水の Cl イオン及び SO_4 イオンは，海塩起源について無視してよい。

マグマ起源 S 及び Cl の濃度及びフラックスの検討

図 3.2.1.2-20 と図 3.2.1.2-21 に，熊本県中部地域（九州山地の北部から熊本市および阿蘇カルデラ周辺の地域）の河川水，湧水，井戸水等の浅層地下水，及び温泉水の Cl イオン濃度と SO_4 イオン濃度の分布を示した。図 3.2.1.2-20 と図 3.2.1.2-21 には，阿蘇カルデラの周辺において行われた河川水，湧水，井戸水等の浅層地下水，および温泉等に関する既存調査（永井ほか，1986；島野，1994a，1994b，1997；島野・永井，1990，1991；新エネルギー・産業技術総合開発機構，1991）の結果も同時に示した。

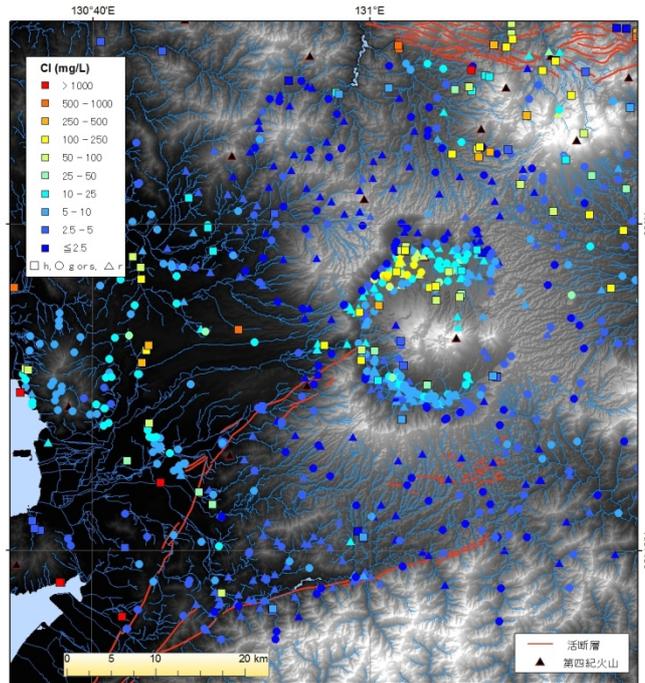


図 3.2.1.2-20 熊本県中部地域（九州山地の北部から熊本市および阿蘇カルデラ周辺の地域）の河川水，湧水，井戸水等の浅層地下水，および温泉水の Cl イオン濃度の分布

△：河川水試料 ○：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：温泉水試料

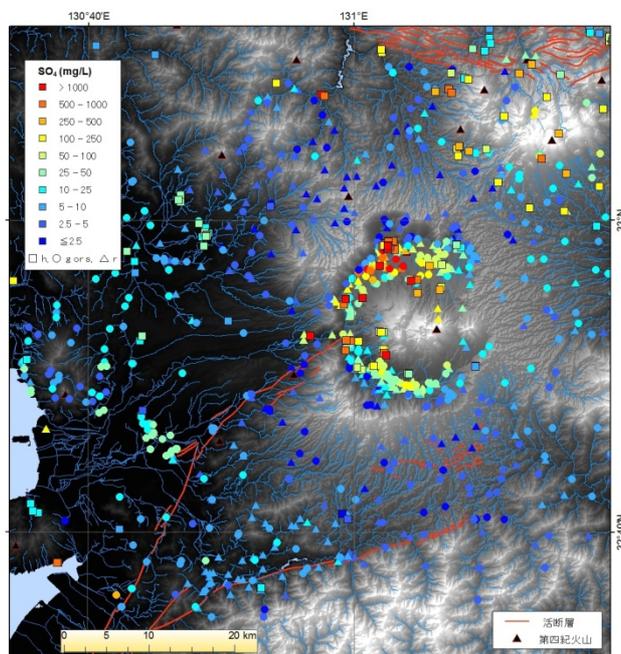


図 3.2.1.2-21 熊本県中部地域（九州山地の北部から熊本市および阿蘇カルデラ周辺の地域）の河川水，湧水，井戸水等の浅層地下水，および温泉水の SO₄ イオン濃度の分布

△：河川水試料 ○：湧水，井戸水等の浅層地下水試料 □：温泉水試料

図 3.2.1.2-20 から、河川水、湧水、井戸水等の浅層地下水の Cl イオン濃度が高い部分は、阿蘇カルデラ内では赤水の分布域で特に高く、それ以外のカルデラ内の地域も、カルデラ周辺部に比べると濃度が数倍高くなっていることがわかる。また、図 3.2.1.2-21 から、阿蘇カルデラ内の河川水、湧水、井戸水等の浅層地下水の SO₄ イオン濃度が、熊本市付近までの地域と比べても明らかに高いことが見て取れる。

図 3.2.1.2-20 を詳細に見ると、熊本市北部金峰山の周辺、菊池市付近、及び熊本市南部の湧水群（江津湖、下六嘉付近）にも Cl イオン濃度が比較的高い地域が存在していることがわかる。また温泉水も上記の地域や熊本平野の各所で高い Cl イオン濃度を示す箇所があることがわかる。同地域では、SO₄ イオンについても周辺より高い濃度を示している（図 3.2.1.2-21）。これらの地域の浅層地下水系は、植木、菊池、高遊原の台地及び阿蘇山西麓から涵養されており、一部については河川水起源であるとされている（例えば、細野ほか、2015）。Cl イオン、SO₄ イオンの起源については明らかにされていない。今後、この地域の浅層地下水系、温泉水等の化学組成、及び同位体比を用いた詳細な調査を行う必要があると考えられる。

以下、カルデラ内の河川水に含まれるマグマ起源の Cl 及び S について検討する。河川水の SO₄ イオン濃度は、黒川（大淵橋,K12 地点）で 111.4 mg/L、白川（妙見橋, S10 地点）で 44.2 mg/L、一方 Cl イオン濃度は、黒川（大淵橋）で 17.2 mg/L、白川（妙見橋）で 6.5 mg/L であった。図 3.2.1.2-22 に黒川における Cl 流量を、図 3.2.1.2-23 に白川における Cl 流量を、図 3.2.1.2-24 に、黒川における SO₄ 流量を、図 3.2.1.2-25 に白川における SO₄ 流量を、それぞれ示した。

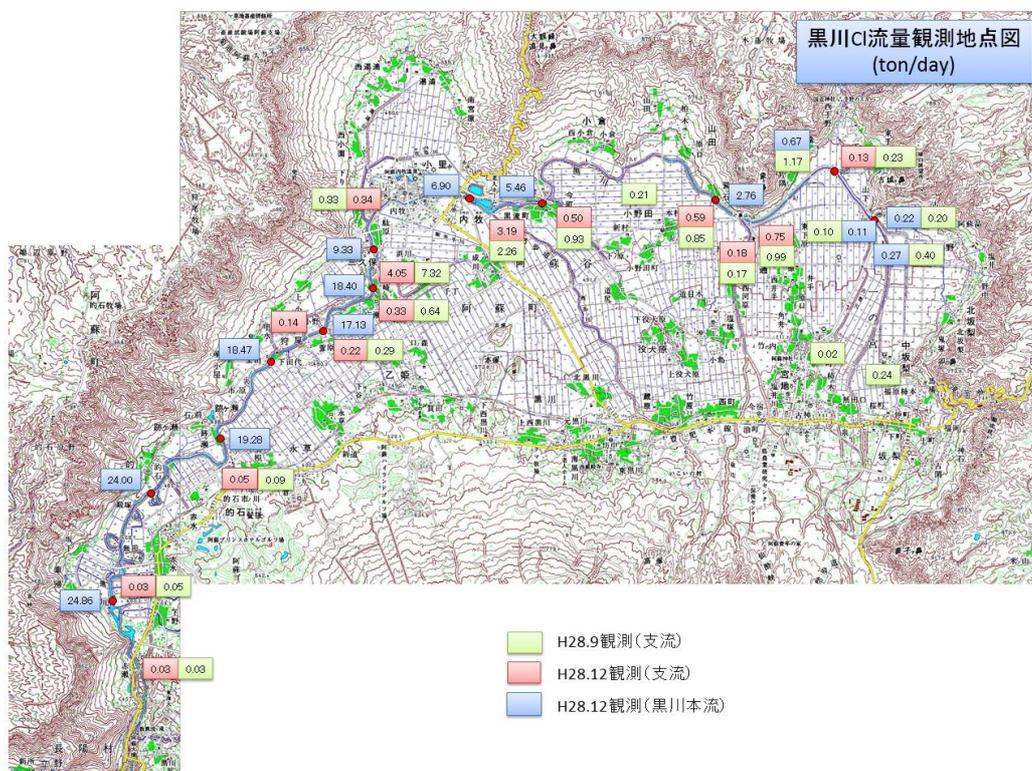


図 3.2.1.2-22 黒川とその支流の Cl 流量（単位：ton/day）

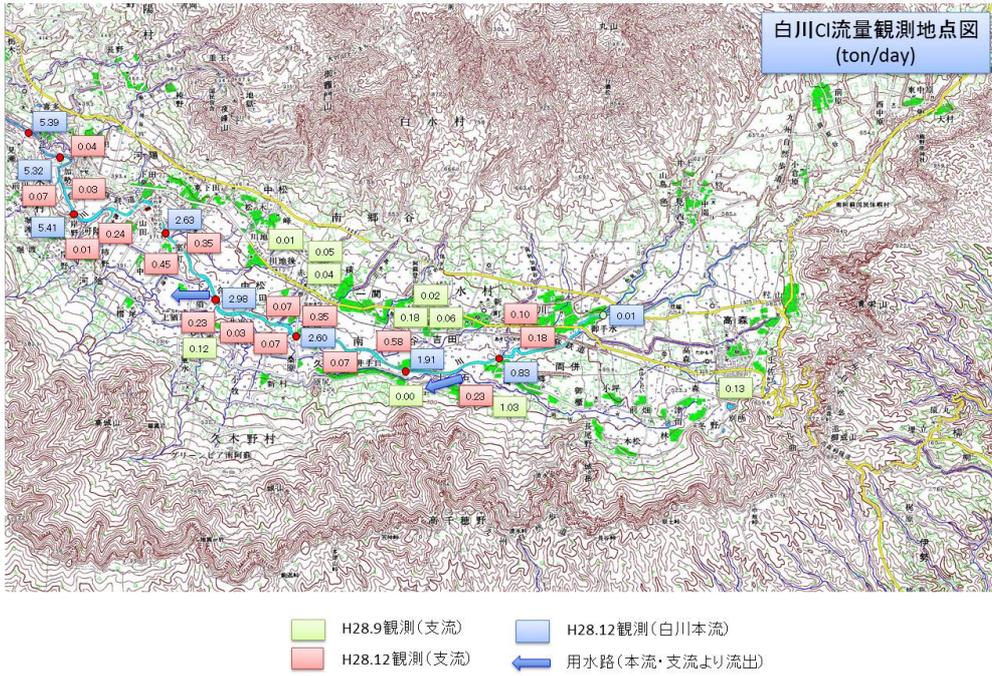


図 3.2.1.2-23 白川とその支流の Cl 流量 (単位 : ton/day)

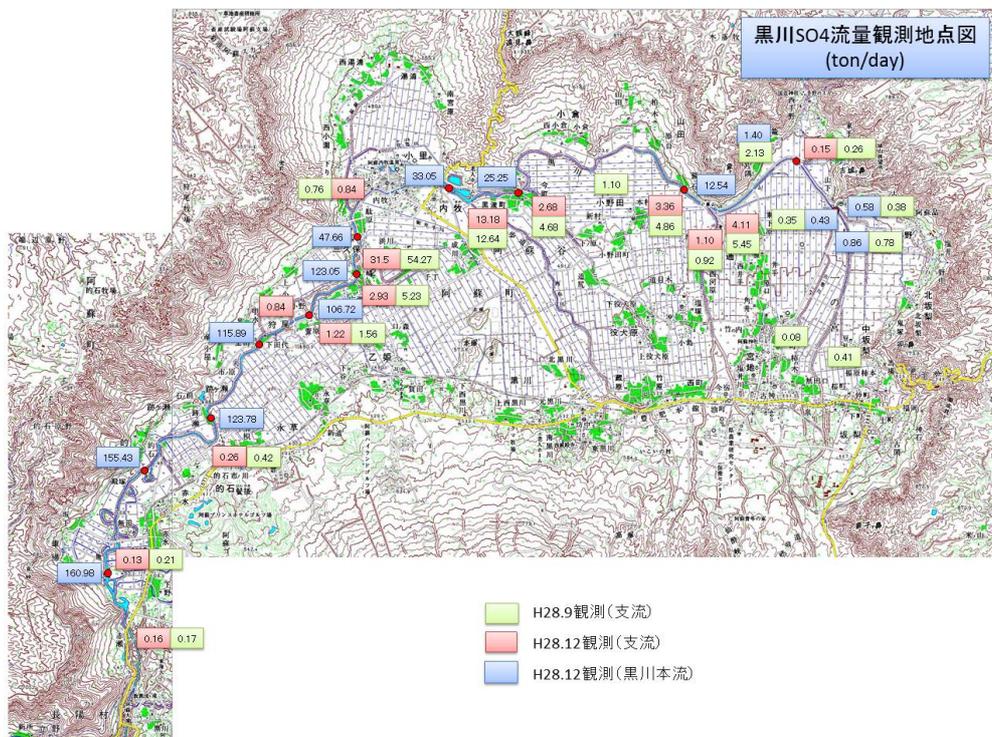


図 3.2.1.2-24 黒川とその支流の SO₄ 流量 (単位 : ton/day)

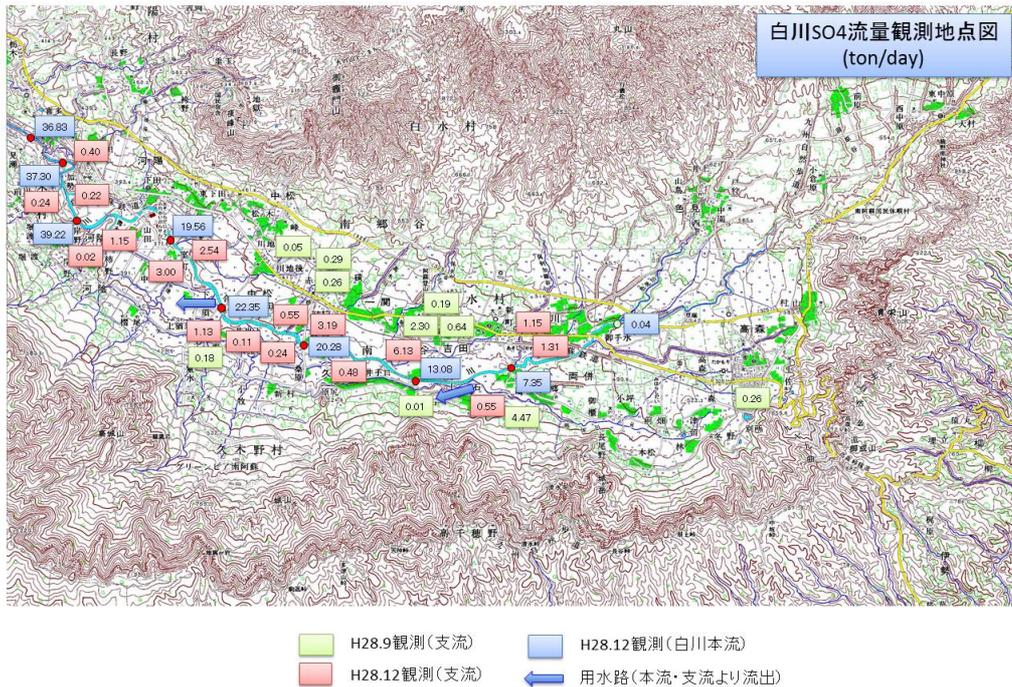


図 3.2.1.2-25 白川とその支流の SO₄ 流量 (単位 : ton/day)

図 3.2.1.2-22 及び図 3.2.1.2-24 を見ると, Cl イオンと SO₄ イオンの流量が著しく増大するのは, 西岳川 (K5 地点) あるいは黒戸川 (K7 地点), いわゆる赤水 (永井ほか, 1986) の分布地域を流下する支流が合流した後の下流側である. 赤水の成因について検討するためには, 今後, 黒川の支流を含めた詳細な河川調査及び SO₄ イオンの硫黄同位体比等を用いた詳細な解析が必要である.

降水に由来すると考えられる Cl イオンおよび SO₄ イオンはごくわずかであると考えられるので, マグマ起源の Cl イオンと SO₄ イオンの流量は, 黒川(大淵橋)で 25 ton/day, 161 ton/day (S として 53.7 ton/day), 白川(妙見橋)で 5.4 ton/day, 36.8 ton/day (S として 12.3 ton/day) となる. 黒川の大淵橋, 白川の妙見橋より下流地域における Cl イオンと SO₄ イオンの河川への負荷量が不明であるが, 阿蘇カルデラ全体から浅層地下水系を通して放出されるマグマ起源物質のフラックスは, 概ね Cl について 30 ton/day, S について 66 ton/day となる. この量は, 山頂から火山ガスとして放出される量 (Shinohara, 2013) と比較して, それぞれ約 1.9 倍と約 30% である. 山頂や温泉からのマグマ起源物質の放出量と比較して相当程度大きな量が浅層地下水系を通して放出されていることになる.

浅層地下水を通して放出される Cl と S の量は, 草津温泉周辺で 11 ton/day 及び 12 ton/day (平林・水橋, 2004), 岩手火山周辺では 13 ton/day 及び 11 ton/day (Ohwada *et al.*, 2012) と報告されている. ただし, この両火山ともに浅層地下水系へ供給されるマグマ起源成分は火山ガスを起源としており, 浅部マグマ溜まりから供給されたと考えられる. 今回推定された阿蘇火山から浅層地下水を通して放出される Cl と S の量は Cl で約 2 倍, S で約 5 倍の量である.

この地下水系へのフラックス値がどのような意味を持つのか、浅部マグマから供給されたのか、あるいは深部マグマから供給されたのかについては、今後詳細に検討する必要がある。

まとめと今後の課題

本研究においては、カルデラ及びその周辺の地下水及び河川水等の調査を行い、深部からの成分組成を検討するための地下水調査手法の検討を行った。さらに、地下水系の滞留時間や河川流量及びマグマ起源物質の濃度を検討し、マグマ起源成分のフラックスを求めた。以下に調査結果のまとめおよび今後の課題を記載する。

まとめ

(1) 地下水研究によるマグマ溜まり活動の推定手法の考え方

阿蘇カルデラのマグマ供給系の空間的広がりやマグマ起源揮発性物質の化学組成及びフラックスを明らかにすることにより、地下深部のマグマ溜まりの状態把握が可能になる。まず、その手法の考え方を提示した。深部マグマ溜まりから放出される熱水流体は、特徴的組成を持つことが予想されるため、最上部マグマ溜まりから放出される火山ガス起源の熱水流体と明確に区別できる可能性がある（図 3.2.1.2-1 及び 2）。深部マグマ溜まりから放出される熱水流体の組成及び量を観測できれば、地下深部において珪長質マグマの形成過程にあるのか、あるいは、固化過程にあるのか等について、その組成から判断できる可能性がある（図 3.2.1.2-3）。

(2) 地下水変動及び稠密分布調査

熱水流体起源の混合成分を決定するには、定点を用いた地下水の繰り返し観測による変動を解析する手法及び詳細な稠密地下水観測による混合解析手法が考えられる。湧水の溶存全炭酸（DIC）炭素安定同位体組成データを用いてマグマ起源 CO_2 の混入率を算出し、その分布図から火山性流体の影響の高い地点を明らかにした。その結果に基づいて地下水の溶存成分や溶存ガスの濃度・同位体組成の時間変化をモニターするためのモニタリングサイトを 4 ヶ所選定した。また、火口跡で深部からの水が供給されていると推定されているカルデラ内本塚火山周辺における地下水稠密調査を行い、湧出水の特性と分布を示した。

(3) 地下水の滞留時間

火山体周辺の地下水はマグマ起源成分を溶解している。その溶存成分濃度は、マグマ起源成分の地下水系へのフラックス（脱ガス、あるいは鉱物としての沈澱など）地下水系からの二次的遊離、地下水の滞留時間に依存すると考えられる。したがって、地下水の滞留時間が求められれば、その地下水のマグマ起源成分濃度からフラックスを計算できる。まず、既存データを活用して浅層地下水系の滞留時間をとりまとめた。次に、自噴井および深層地下水の Cl の起源の解析を行った。 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比及び Br/Cl 比などの検討の結果、Cl はマグマ起源であると結論した。次に深層地下水系に含まれるマグマ起源 Cl を用いて塩水の滞留時間を測定するため、 $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比を用いて検討した結果、カルデラ内外の深層地下水、自噴井の大部分が、検出限界に近い値であった。これは、マグマ起源の Cl の地下における滞留時間が短いことを示している。

(4) 河川水調査によるマグマ起源成分フラックスの検討

浅層地下水系へのマグマ起源成分のフラックスを求めるために、阿蘇カルデラの内外において河川調査（水質、流量等）を行った。調査時期は基本的に渇水期であり、河川水は浅層地下水を代表するものと考えられる。次に、河川系に流入する成分の起源を推定するため、海塩起源の天水中の Cl, S 成分について検討した。その結果、海塩の影響は無視しうる程度に小さいことがわかった。また、S の起源についても硫黄同位体比等の分析により、Cl と同様にマグマ起源であることを示した。阿蘇カルデラ内において、河川水に含まれるマグマ起源の Cl, S 濃度と河川流量の観測結果を用いて、河川系（すなわち、浅層地下水系）へのマグマ起源 Cl 及び S のフラックスを求めた。その結果、カルデラ内では浅層地下水系にマグマ起源の Cl が 30 ton/day, S は 66 ton/day で供給されていることがわかった。この量は、火山ガスとして阿蘇山頂からの放出される Cl : 16 ton/day, S : 215 ton/day と比較して同規模である。

今後の課題

(1) 地下水研究によるマグマ溜まり活動の推定手法の考え方

地下水を用いたマグマ溜まりの活動の推定手法については、その推定に必要なデータや解析結果などの整理を進め、さらに検討を重ねた上で手法としての要点をまとめる必要がある。

(2) 地下水変動及び稠密分布調査

地下水の濃度や特性の時間変化をモニターするためのモニタリングサイトを決定したところであるが、変動の状況把握及びその原因などに基づいて深部成分の把握をするため、今後少なくとも 2 年間程度は繰り返し観測を続ける必要がある。カルデラ内本塚火山周辺における地下水稠密調査に関しては、引き続き水質及び同位体比等のデータを集積し、供給される深部からの水の組成や起源について検討を行う必要がある。

(3) 地下水の滞留時間

今回の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ のデータ取得を、現在保有している比較的 Cl 濃度の高い深層地下水試料を対象に行ったため、阿蘇カルデラ北部の内牧、狩尾、黒川地域にデータが限られている。阿蘇カルデラの周辺部も含めて特徴を把握するには、より広範囲にデータ取得を行う必要がある。これにより、深層地下水系を通じてカルデラ外に流れ出すマグマ起源成分について、その存在の有無あるいは量について検討できるものと考えられる。また、今後の展開としては、マグマ起源の Cl がとりうる $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ 比の値について、各種マグマ組成について検討を行い、放出される Cl が玄武岩質マグマを起源とするのか、珪長質マグマを起源とするのかを区別可能かどうかについて検討を行うことが考えられる。

(4) 河川水調査によるマグマ起源成分フラックスの検討

今回は、カルデラ内の浅層地下水系へのマグマ起源成分（Cl, S）についてフラックス値を得ることができたが、カルデラの外側については、まだ、不明な点が多い。特に熊本市南部の湧

水群では、Cl 及び S 濃度が高いため、阿蘇カルデラから供給されたものであるかどうか今後の検討課題である。今後は、より広域について、詳細に河川調査等を進め、マグマ起源成分の広がりに関する情報を得ることが重要である。

【付録】

A-1 本塚火山地域の地下水調査に関する事項

本塚火山地域の地下水調査において、現地での聞き取り調査の結果、この地域がかつて湧水による湿潤地（湿地であったかどうかは要確認）であることが判明した。そのような土地を農地として利用するための土地改良の手段のひとつが、井戸の掘削（数 100 m）であったと推察した。つまり、調査した井戸の第一の目的は地下からの水抜きであり、地下水位を下げて農地として持続的利用できるようにしたと考えられる。このことは、2017 年 1 月の調査時（農閑期の揚水用ポンプを停止している時期）に、水井戸の側面に設けられた支管（農繁期には認知できなかった）から地下水が流出（自噴）していることから示唆される。図 A3.2.1.2-1 にその一例（現地写真）を示したが、ここではポンプを稼働させて井戸口へ地下水をくみ上げると支管からの地下水流出が止まる、つまり地下水の動水位の低下を確認できるとともに、ポンプ電源を切ると再び支管から地下水が流出するのを確認できたが、井戸により再流出までに要する時間が異なり、地域内でも場所によって透水性の違いが存在することをうかがわせる。



図 A3.2.1.2-1 農閑期に揚水用のポンプを停止させている井戸の状況。支管から流出する地下水が川へ放流されている。

A-2 マグマ起源 Cl の $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$

マグマ起源 Cl の放射性塩素同位体比($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$)については、その実測値はほとんど公表されたものがない。例外的に、薩摩硫黄島における複数の噴気ガスおよび周囲の温泉水の分析が行われているが、加速器質量分析計における検出限界付近或いは検出限界以下の値となっている (Snyder *et al.*, 2002)。

理論的には、沈み込んだスラブから脱水され上昇してくる流体の場合、その $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ に関して、ある程度の推定が可能である (産業技術総合研究所深部地質環境研究コア, 2013)。マントルにおける U および Th の含有量は非常に小さいと推定されており、 ^{36}Cl の生成につながる中性子の発生量は小さいものと考えられる。例えば、Workman and Hart (2005) による DMM (depleted MORBs mantle) の U および Th の濃度は、それぞれ 0.0032 ppm および 0.0079 ppm である。その他の化学組成も併せて見積もった場合、Snyder and Fabryka-Martin (2007) の手法により $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ の放射平衡値を計算すると、 5×10^{-17} となる。これに加えて、下部地殻でのマグマの滞留、地殻物質の溶融によっても $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ は変動すると思われるが、現在の所、はっきりとした数値はわかっていない。

【引用文献】

- Böhlke, J. K. and Irwin, J. J. (1992) Laser microprobe analysis of Cl, Br, I, and K in fluid inclusions: implications for sources of salinity in some ancient hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, no. 1, 203-225. doi:10.1016/0016-7037(92)90127-5
- 平林順一・水橋正英 (2004) 草津白根山から放出される揮発性成分量. 第 4 回草津白根火山の集中総合観測報告書(平成 15 年 7 月~11 月), 167-174.
- 細野高啓・林殷田・アルバレス・ケリー・森村茂・曾祥勇・森康二・田原康博・松永緑・ホセイイン・シャハダット・嶋田純 (2015) 地下水硝酸汚染研究における最新のトレンドと今後の方向性: 熊本地域の事例を通して. *地下水学会誌*, 57, 439-465.
- 利部慎・嶋田純・島野安雄・樋口覚・野田尚子 (2011) 阿蘇カルデラ内における地下水の流動機構. *日本水文科学会誌*, 41, no. 1, 1-17.
- 鍵山恒臣・吉川慎・宇津木充・浅野剛 (2012) 阿蘇カルデラ北部における表層電気伝導度分布. *月刊地球*, 34, no. 11, 650-658.
- 笠作欣一・實成隆志・向井人史・村野健太郎 (1999) 桜島および薩摩硫黄島における火山ガスの硫黄同位体比と鹿児島県内の降水への火山ガスの影響評価. *日本化学会誌*, 1999, no. 7, 479-486.
- 風早康平 (2014) 西南日本における温泉水の成因について: スラブ起源深部流体の特徴と分布. *温泉科学*, 64, 282-288.
- 風早康平・高橋正明・安原正也・西尾嘉朗・稲村明彦・森川徳敏・佐藤努・高橋浩・大沢信二・尾山洋一・大和田道子・塚本斉・堀口桂香・戸崎裕貴・切田司 (2014) 西南日本におけるスラブ起源深部流体の分布と特徴. *日本水文科学会誌*, 44, no. 1, 3-16.
- 近藤純正・中園信・渡辺力・桑形恒男 (1992) 日本の水文気象(3)-森林における蒸発散量-. *水文・水資源学会誌*, 5, 8-18.

- 宮本俊・古澤尚英 (2016) 熊本県の酸性雨長期モニタリング調査結果 (2015 年度) - 県内 4 地点における降水試料調査結果.
http://www.pref.kumamoto.jp/common/UploadFileOutput.ashx?c_id=3&id=18481&sub_id=1&flid=94341.
- 永井茂・田口雄作・島野安男・田中伸廣 (1986) 阿蘇カルデラ内の地下水および河川水に関する水文学的研究. 工業用水, 337, 10-21.
- 西来邦章・伊藤順一・上野龍之 (2012) 第四紀火山岩体・貫入岩体データベース. 地質調査総合センター速報, 60, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 小川啓太・河谷千華・石橋純一郎・千葉仁 (2006) 阿蘇カルデラにおける赤水の硫黄同位体比. 日本地球化学会第 53 回年会講演要旨集, 1P06.
- Ohwada, M., Kazahaya, K., Itoh, J., Morikawa, N., Takahashi, M., Takahashi, H. A., Inamura, A., Yasuhara, M. and Tsukamoto, H. (2012) Passive degassing of magmatic volatiles from Iwate volcano, NE Japan, based on three-dimensional measurement of helium isotopes in groundwater. *J. Geophys. Res.-Solid Earth*, 117. doi:10.1029/2011jb008532
- Ohwada, M., Kazahaya, K., Morikawa, N., Yasuhara, M., Takahashi, H. A., Takahashi, M., Inamura, A., Oyama, Y., Miyagi, I., Itoh, J. and Tsukamoto, H. (2016) Magmatic volatile flux into the groundwater system in and around Kutcharo caldera, east Hokkaido, Japan. *Goldschmidt 2016*, 08f-139.
- 小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図. 通商産業省工業技術院地質調査所.
- 産業技術総合研究所深部地質環境研究コア (2013) 地質処分に係る地質情報データの整備: 平成 24 年度事業報告書.
- 佐藤努・高橋浩・川端訓代・高橋正明・稲村昭彦・半田宙子・松本則夫・風早康平 (2016) 熊本地震に関連した温泉・地下水の変化. 2016 年度日本水文科学会学術大会発表要旨集, 31, (P02) 47.
- 島野安雄 (1994a) 阿蘇外輪山東麓地域における湧水・河川水等の水文化学的研究. 宇都宮文星短大紀要, 5, 17-34.
- 島野安雄 (1994b) 阿蘇外輪山南西麓地域における湧水の水文学的研究. 地域研究, 34, no. 2, 15-28.
- 島野安雄 (1997) 阿蘇カルデラ内における湧水の水文化学的研究. 宇都宮文星短大紀要, 8, 43-67.
- 島野安雄・永井茂 (1990) 阿蘇外輪山北麓地域の湧水・河川水等の水文化学的研究. 宇都宮文星短大紀要, 1, 23-34.
- 島野安雄・永井茂 (1991) 阿蘇外輪山南東麓地域の湧水・河川水等の水文化学的研究. 宇都宮文星短大紀要, 2, 27-37.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構 (1991) 平成 2 年度全国地熱資源総合調査 (第 3 次) 広域熱水流動系調査 阿蘇地域 地熱調査成果図集. 116 p.
- Shinohara, H. (2013) Volatile flux from subduction zone volcanoes: Insights from a detailed

- evaluation of the fluxes from volcanoes in Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 268, 46-63. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.10.007
- Shinohara, H., Giggenbach, W. F., Kazahaya, K. and Hedenquist, J. W. (1993) Geochemistry of volcanic gases and hot springs of Satauma-Iwojima, Japan: Following Matsuo. *Geochemical Journal*, 27, no. 4-5, 271-285.
- Snyder, G. T. and Fabryka-Martin, J. T. (2007) ^{129}I and ^{36}Cl in dilute hydrocarbon waters: Marine-cosmogenic, in situ, and anthropogenic sources. *Appl. Geochem.*, 22, no. 3, 692-714. doi:10.1016/j.apgeochem.2006.12.011
- Snyder, G. T., Fehn, U. and Goff, R. (2002) Iodine isotope ratios and halide concentrations in fluids of the Satsuma-Iwojima volcano, Japan. *Earth Planets Space*, 54, no. 3, 265-273.
- 高橋浩晃・宮村淳一 (2009) 日本列島における深部低周波地震の発生状況. 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 177-190.
- 高橋正明・風早康平・安原正也・塚本斉・佐藤努・高橋浩・森川徳敏・大和田道子・尾山洋一・芝原暁彦・稲村明彦・鈴木秀和・半田宙子・仲間純子・松尾京子・竹内久子・切田司・大丸純 (2011) 深層地下水データベース. 地質調査総合センター研究資料集, 532.
- 田中伸廣 (2000) 阿蘇山と水. 自然と文化・阿蘇選書 一の宮町史, v. 8, 216 p.
- Togo, Y. S., Kazahaya, K., Tosaki, Y., Morikawa, N., Matsuzaki, H., Takahashi, M. and Sato, T. (2014) Groundwater, possibly originated from subducted sediments, in Joban and Hamadori areas, southern Tohoku, Japan. *Earth Planets Space*, 66. doi:10.1186/1880-5981-66-131
- Tosaki, Y., Tase, N., Sasa, K., Takahashi, T. and Nagashima, Y. (2012) Measurement of the ^{36}Cl deposition flux in central Japan: natural background levels and seasonal variability. *J. Environ. Radioact.*, 106, 73-80. doi:10.1016/j.jenvrad.2011.11.010
- Ueda, A. and Sakai, H. (1984) Sulfur isotope study of Quaternary volcanic-rocks from the Japanese Islands Arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, no. 9, 1837-1848. doi:10.1016/0016-7037(84)90037-1
- 渡辺一徳 (2001) 阿蘇火山の生い立ち. 自然と文化・阿蘇選書 一の宮町史, v. 7, 241 p.
- Workman, R. K. and Hart, S. R. (2005) Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 231, no. 1-2, 53-72. doi:10.1016/j.epsl.2004.12.005
- 山田誠 (2005) 火山地下水システムにおけるマグマ起源 CO_2 混入過程に関する同位体水文学的研究. 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻博士論文, 102 p.

3.2.2 始良カルデラの地下構造調査

【実施内容】

昨年度整備した始良カルデラ地下構造探査のための地震観測網を用いて、地震波トモグラフィー手法による地下の3次元的なP波およびS波の伝搬速度構造の解析と、レシーバー関数解析による地下構造境界の検出を実施した。また、昨年度整備したGNSS連続観測による始良カルデラ周辺の地殻変動と、地震計アレイ観測による深部低周波地震の検知力の向上のための基礎研究も合わせて実施している。地震波トモグラフィーでは始良カルデラ中央部の地下20 kmにおいて顕著なS波の低速度異常の存在が確認できている。

【研究成果】

(1) 3次元速度構造

1) 目的

始良カルデラから概ね40 kmの範囲に設置した地震計により観測された地震のP波およびS波の到達時刻をデータとして、トモグラフィー手法により、地下の3次元的なP波およびS波の伝搬速度構造を求める。速度が周辺より異常である場所を検出することによりマグマ溜りを特定するとともに、伝搬速度構造から得られる地殻の3次元的弾性定数等を上記シミュレーションの基礎データとする。

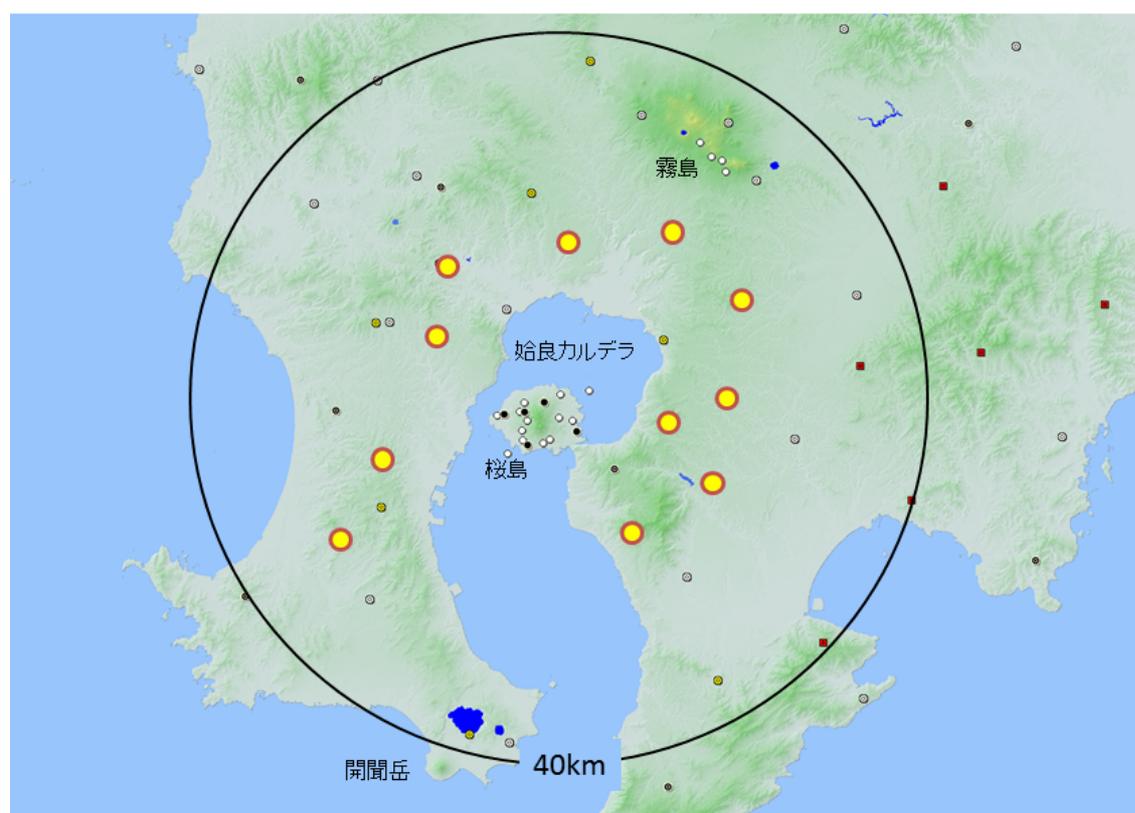


図 3.2.2-1 トモグラフィー的解析に用いた地震観測点の位置。黄色の丸が本プロジェクトで新たに追加した観測点の位置を示す。

2) 地震観測点配置

解析に使用した観測点の位置を図 3.2.2-1 に示す。

3) 解析

解析の対象とした範囲は北緯 31.4 度～ 31.9 度，東経 130.4 度～131.0 度，また，深さ方向に 0～40 km とした。また，グリッドノードの間隔を水平方向に 7.5km（始良カルデラ内）とし，深さ方向には 10 km とした。

使用した地震数は 129 個であるが，このうち，験測と同時に行われる暫定震源決定で，深さが負の地震、及び震源座標が計算空間の外側に位置する地震 4 個を除外した 125 個の地震データを用いた。また，解析に用いた観測点数は 79 点である。

解析は，まず，グリッドインバージョンのスキームにより 1 次元速度モデル、観測点補正值、震源位置を同時決定した。次に、得られた 1 次元速度モデルから 3 次元初期速度モデルを構築し、再びグリッドインバージョンのスキームにより 3 次元速度モデルと震源位置の同時決定を行った。この際、観測点補正值は、最浅部（地表付近）の 3 次元速度分布との分離が困難なため、1 次元速度解析で得られた補正值で固定した。

解析精度に関する情報として、用いた地震と観測点のデータセットと同じ組み合わせの疑似データを作成し、チェッカーボードテストを行い、結果として得られたパターンの戻りと、RDE（Resolution matrix の対角要素値）を精度評価の参考にした。チェッカーボードテストの結果を図 3.2.2-2 に示す。深さ 10 km までは全領域について疑似データを再現できている。深さ 20km, 30 km については始良カルデラについては疑似データを再現できているが，その外側は，再現できていない。したがって，始良カルデラの領域においては，信頼できる速度構造を得ることが期待される。

解析範囲の中央部における水平方向のグリッドノード間隔が 7.5km であるため、基準グリッドを構築した後、緯度方向（北方向）に 0.0 km, 2.5 km, 5.0 km、経度方向（西方向）に 0.0 km, 2.5 km, 5.0 km 水平移動させた、合計 9 モデルで解析を行い、個々のモデルから得られた速度の平均値をとることで平滑化した。

4) 結果

9 つのモデルともに、ダンピングファクター=0.01 の適用で、イタレーションのステップ毎の走時残差 WRMS が単調減少し収束解が得られた。このことから、インバージョンスキームにおける計算上の振る舞いは良好と判定される。初期モデルの走時残差 WRMS は 0.260 s で、得られた解モデルの走時残差 WRMS は 0.183～0.188 s であった。

チェッカーボードテストにおけるパターンの戻りと RDE の分布を比較すると、RDE が概ね 0.8 以上の領域は、解の信頼性が確保されたとみなせる。実データから得られた速度分布に対する RDE をみると、深さ 0 km と深さ 10 km における RDE はほとんどの領域で 0.8 を超えているものの、深さ 30 km 以深では RDE が 0.8 を超える領域がわずかにしかなく、深さ 30 km 以深で得られた解の信頼性が低いと判定された。従って、深さ 30 km 以深について描画された速度分布に認められる速度の顕著なゆらぎは、見かけのものの可能性が高い。

深さ 0, 10, 20, 30 km における P 波及び S 波の速度分布を図 3.2.2-3 (RDE>0.6) および図 3.2.2-4 (RDE>0.8) に示す。深さ 0 km および 10 km においては、速度構造の不均質は顕著ではないが、P 波と S 波の速度比を見ると、始良カルデラの内部では相対的に値が大きく、弾性定数が小さいことが推定できる。

深さ 20 km においては不均質が顕著である。始良カルデラの中央部において、P 波、S 波とも低速度となっているが、特に S 波は 2 km/s 以下の値が得られており、速度の低下が顕著である。S 波の速度低下が著しい部分は、ノードの設定範囲から考えて、カルデラ全域に及ぶようなものではなく、中央部に集中している。

今回の解析では、深さ 30~40 km において信頼できる値がえられなかったが、地震数を増やすことにより改善したい。今後、解析する地震数を増加させる際には、深さ 30~40 km の、信頼性が有意に劣る深さ領域を通過する波線を収集するだけでなく、当該空間において波線が交差するような波線を効率的に収集する必要があると考えられる。

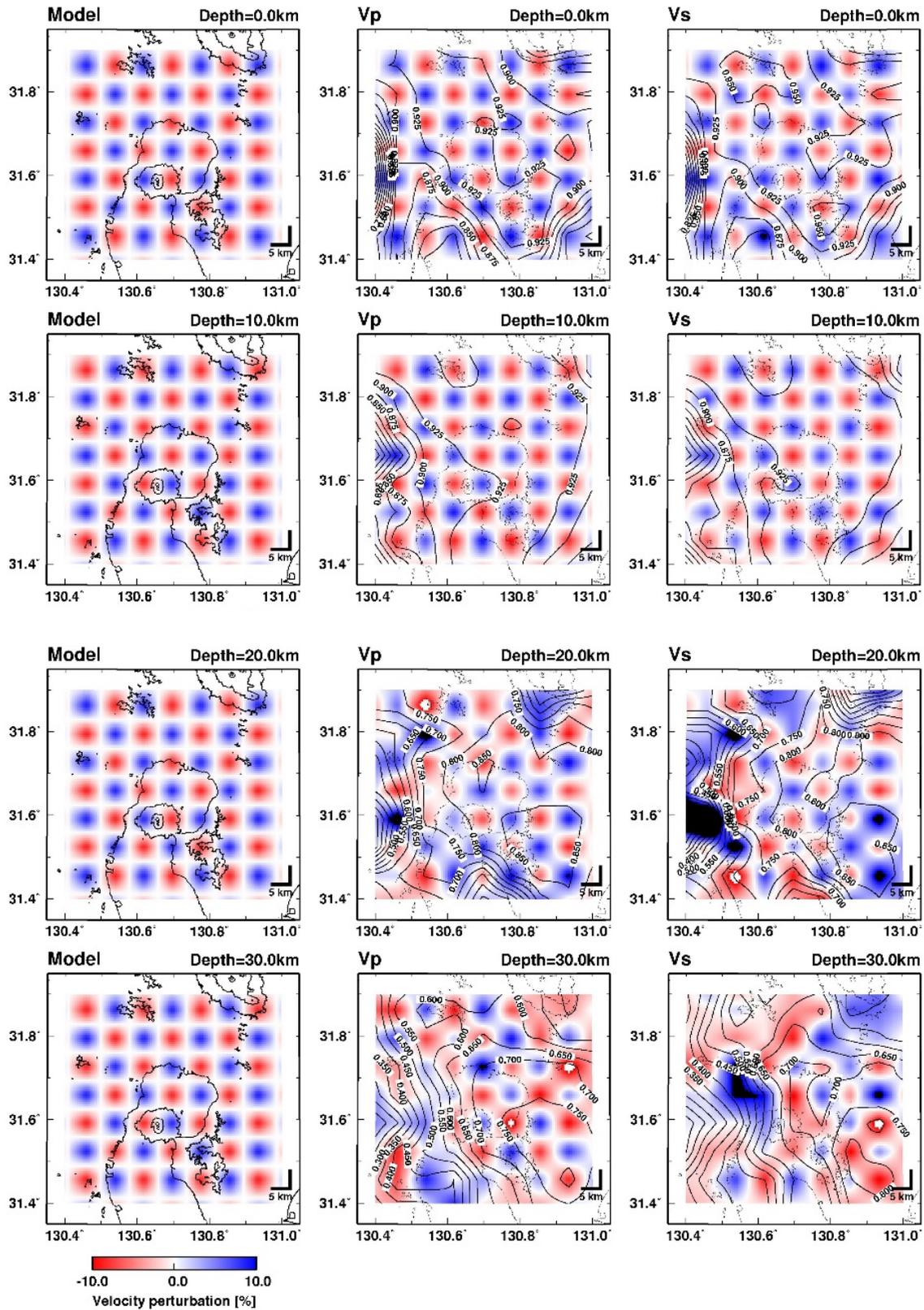


図 3.2.2 チェッカーボードテストの結果. 左の列が仮定した速度構造モデルであり, 中央列が P 波の解析結果, 右列が S 波の解析結果を示す.

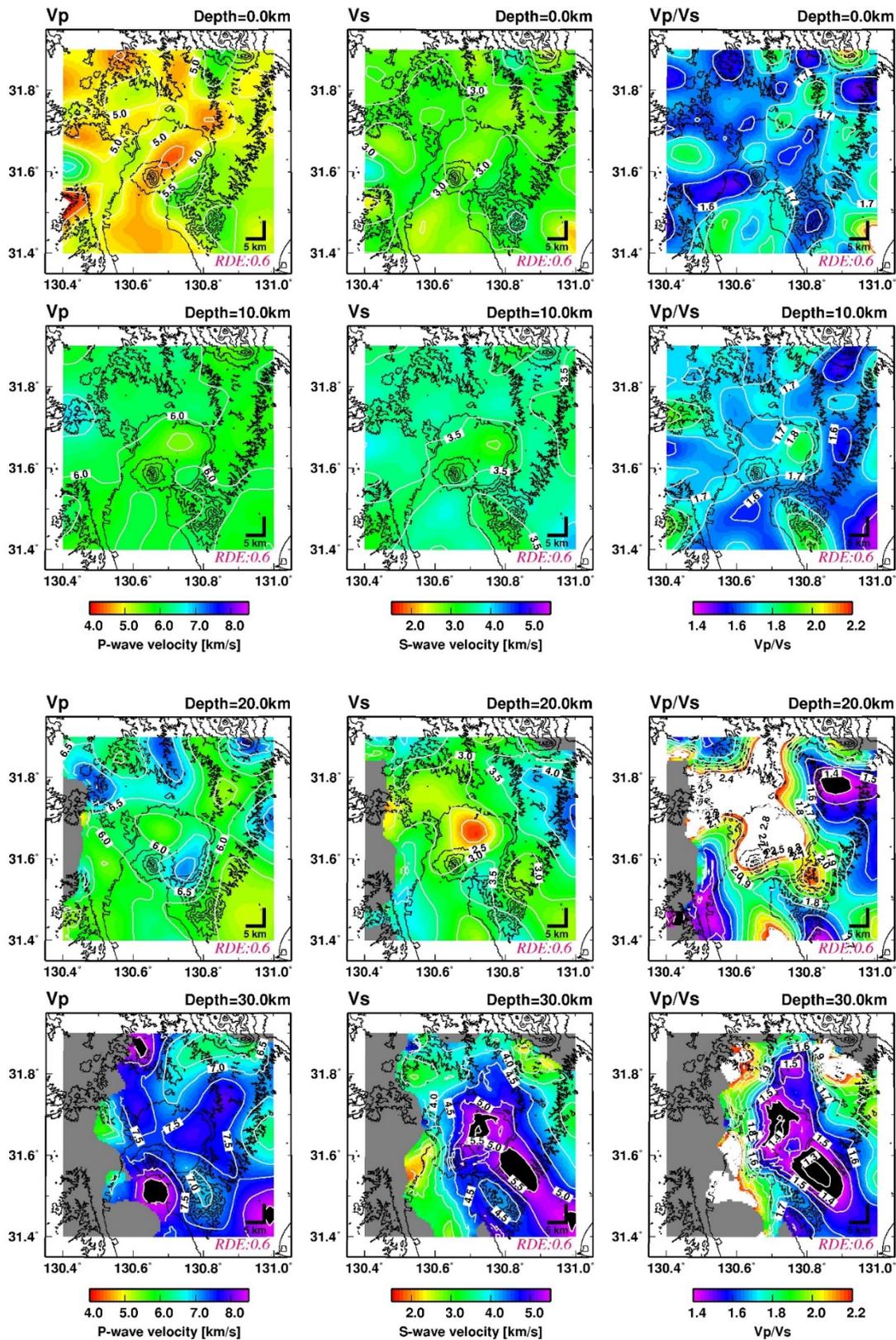


図 3.2.2-3 深さ 0, 10, 20, 30 km における P 波及び S 波の速度分布 (RDE>0.6). 左列: P 波速度, 中央列: S 波速度, 右列: P 波と S 波の速度比

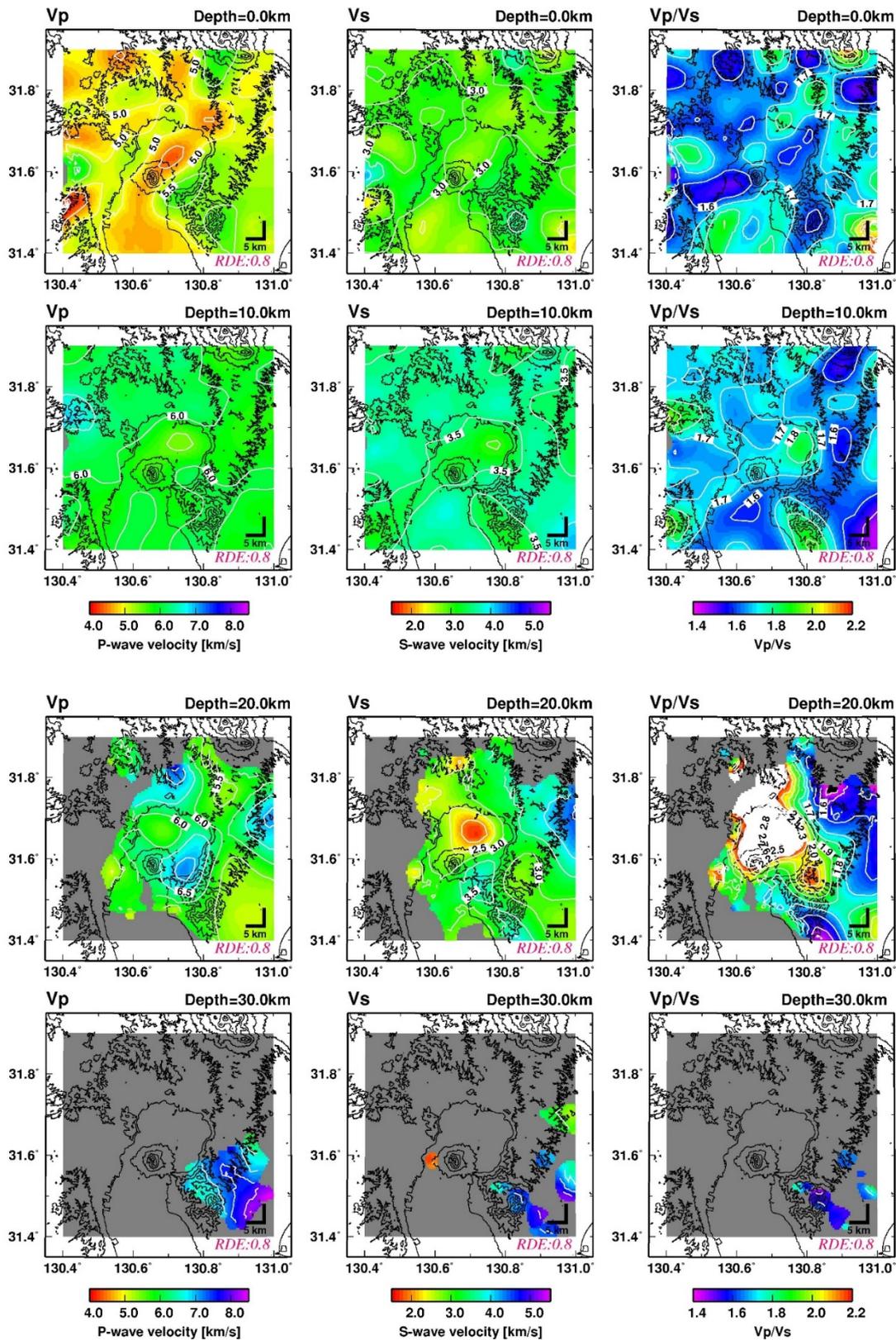


図 3.2.2-4 深さ 0, 10, 20, 30 km における P 波及び S 波の速度分布 (RDE>0.8). 左列: P 波速度, 中央列: S 波速度, 右列: P 波と S 波の速度比

(2) レシーバー関数解析による地下構造

1) 目的

はるか遠方において発生した地震の波は観測点近くでは鉛直に近い角度で入射するが、地下に構造の境界があれば、P波初動に引き続き、境界においてP波からS波に変換された波が観測される。この波をレシーバー関数として評価することにより地下構造の境界を検出する。地下構造の境界として最も顕著に表れるのは地殻とマンツルの境界であるモホ面であるが、マグマ溜りがあれば、モホ面の深度異常、あるいは不明瞭化として解析される地下構造に現れることが期待される。

2) 観測点の配置

解析に使用した観測点(図3.2.2-5)は桜島島内の京都大学防災研究所の常設観測点のデータである。本プロジェクトで新たに地震計を設置したが、観測期間が短いために本年度の解析には使用していない。

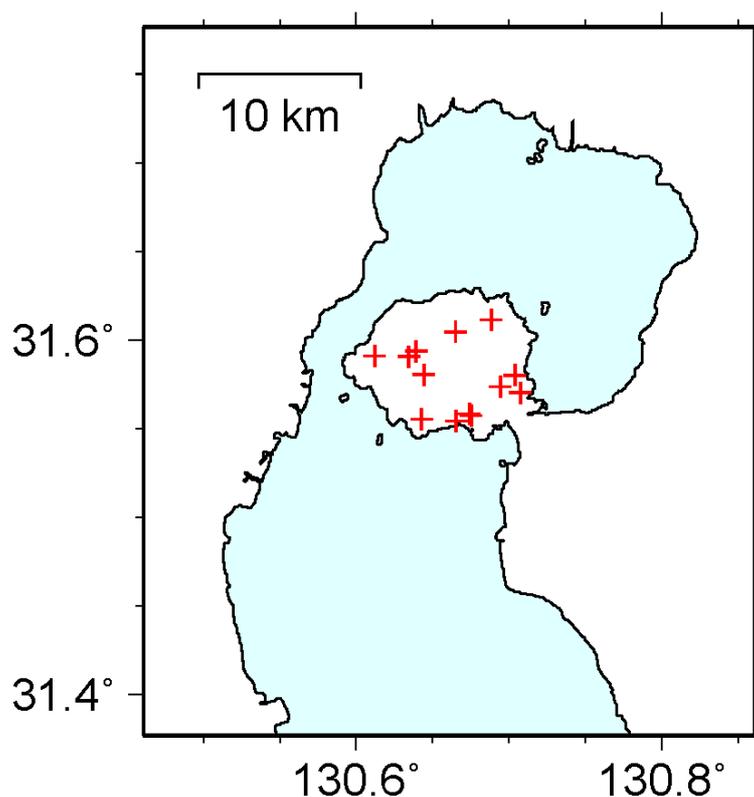


図 3.2.2-5 レシーバー関数解析に用いた地震観測点の位置 (赤色の十字)

3) 解析

使用した遠地地震の主要なものを図3.2.2-6に示す。

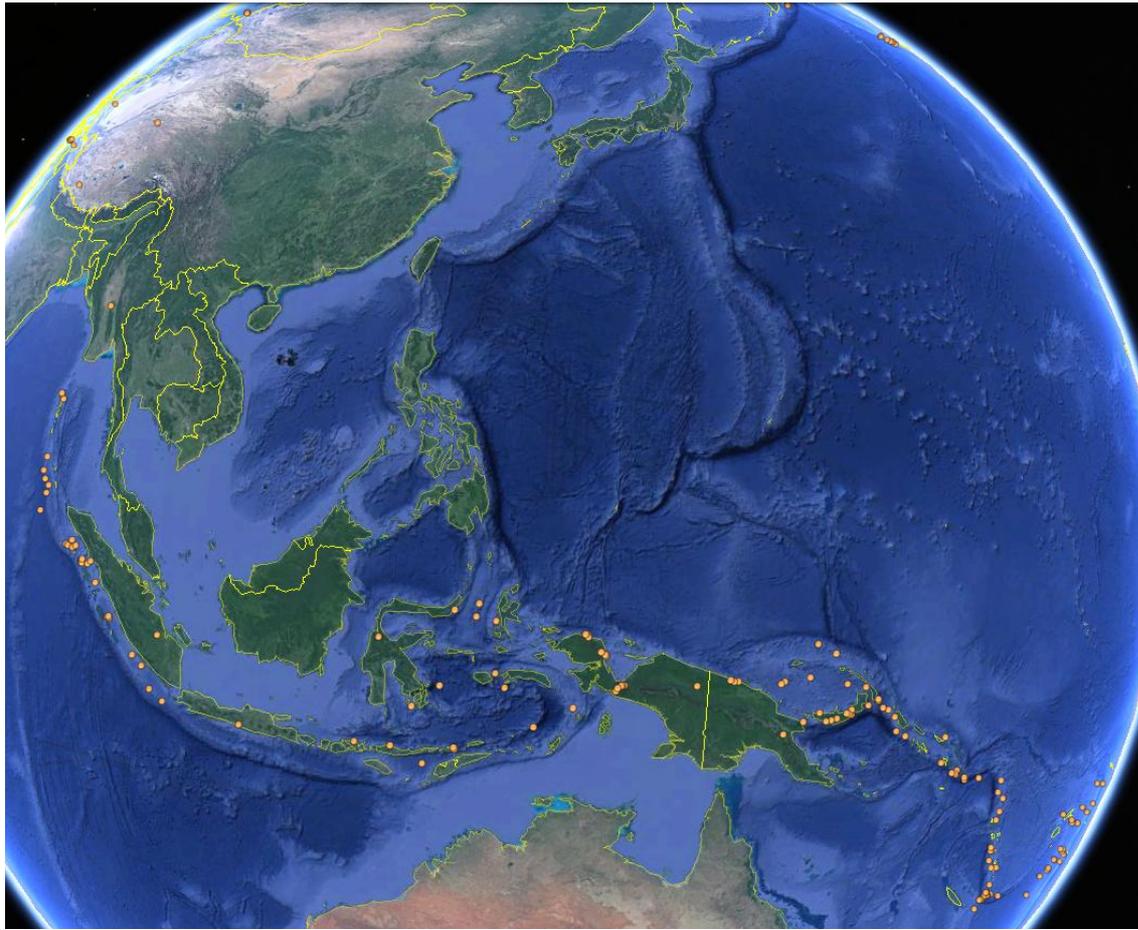


図 3.2.2-6 レシーバー関数解析に用いた主要な遠地地震

4) 結果

桜島を含む始良カルデラの地下を 1 km の立方体に区切り，遠地地震の伝搬経路に沿って得られたレシーバー関数を立方体ごとに平均した．レシーバー関数の水平分布を図 3.2.2-7 に示す．また，東西断面における分布を図 3.2.2-8 に示す．水平分布についてみると，深さ 10 km までは，レシーバー関数が正となっているが，深さ 12km において部分的に正となる領域が桜島の南西部に現れる．深さ 20 km 以深では，レシーバー関数が負となる領域が卓越しており，深さ 24 km ではほぼ負となっている．東西断面についてみると，10 km 以浅で正，20～30 km で負となっていることがわかる．南 3 km の東西断面では，12 km 付近の深さにおいて，正の領域の中に負の領域が存在する．

地震の震源位置との関係のみてみる．火山構造成地震の多くは，レシーバー関数が正となる領域で発生するが，深部低周波地震は負となる領域で発生している．レシーバー関数が負となる場所は，低速度層の上面に位置するので，深部低周波地震は，低速度の領域において発生している可能性が高い．また，桜島南西部の深さ 6～9 km において火山構造成地震がよく発生するが，地震発生域の直下にも低速度の領域があるのかもしれない．

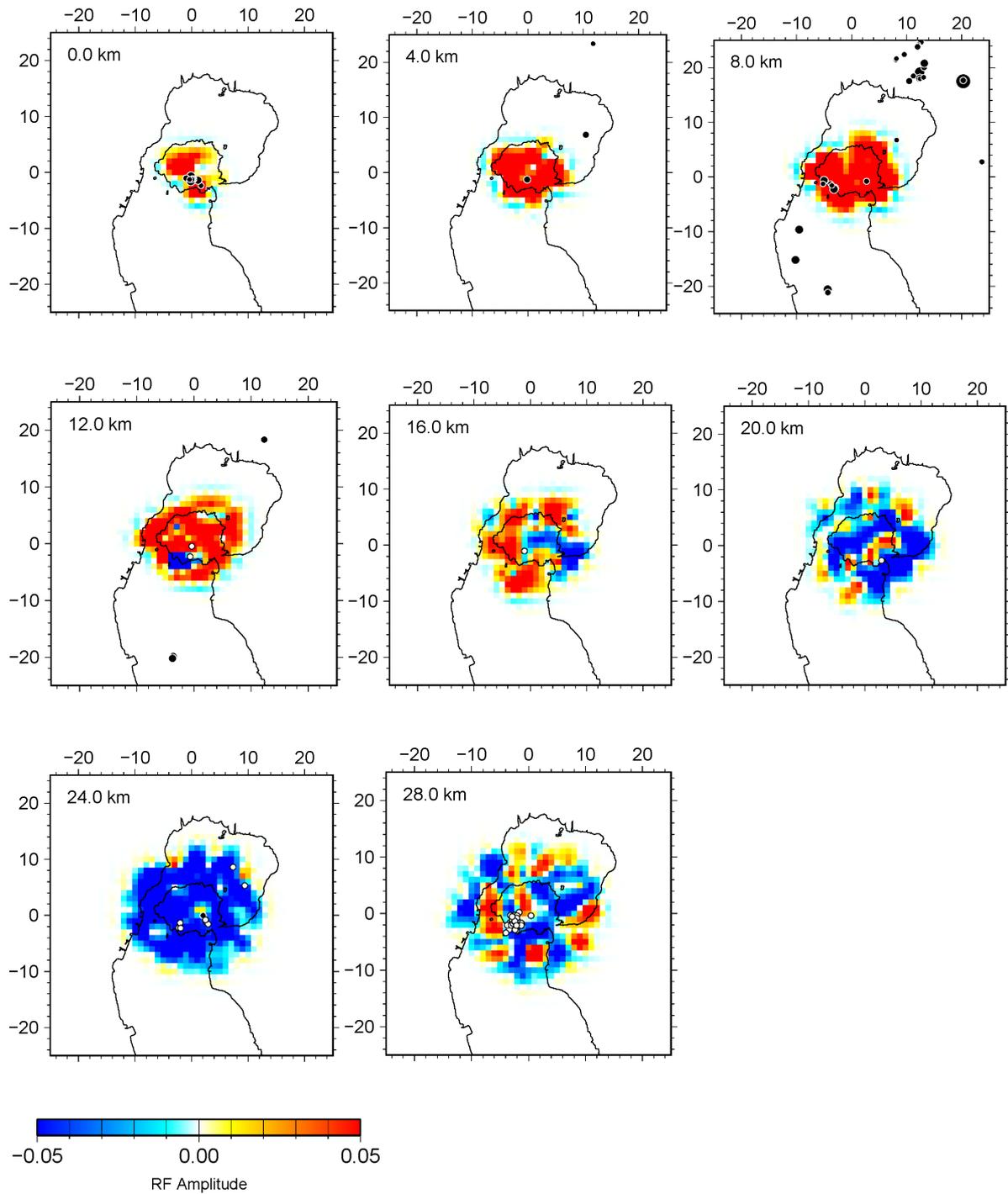


図 3.2.2-7 レシーバー関数の深さごとの水平分布. 丸は深さごとの地震の震源位置であり, 黒丸は火山構造的な地震, 白丸は深部低周波地震を表す.

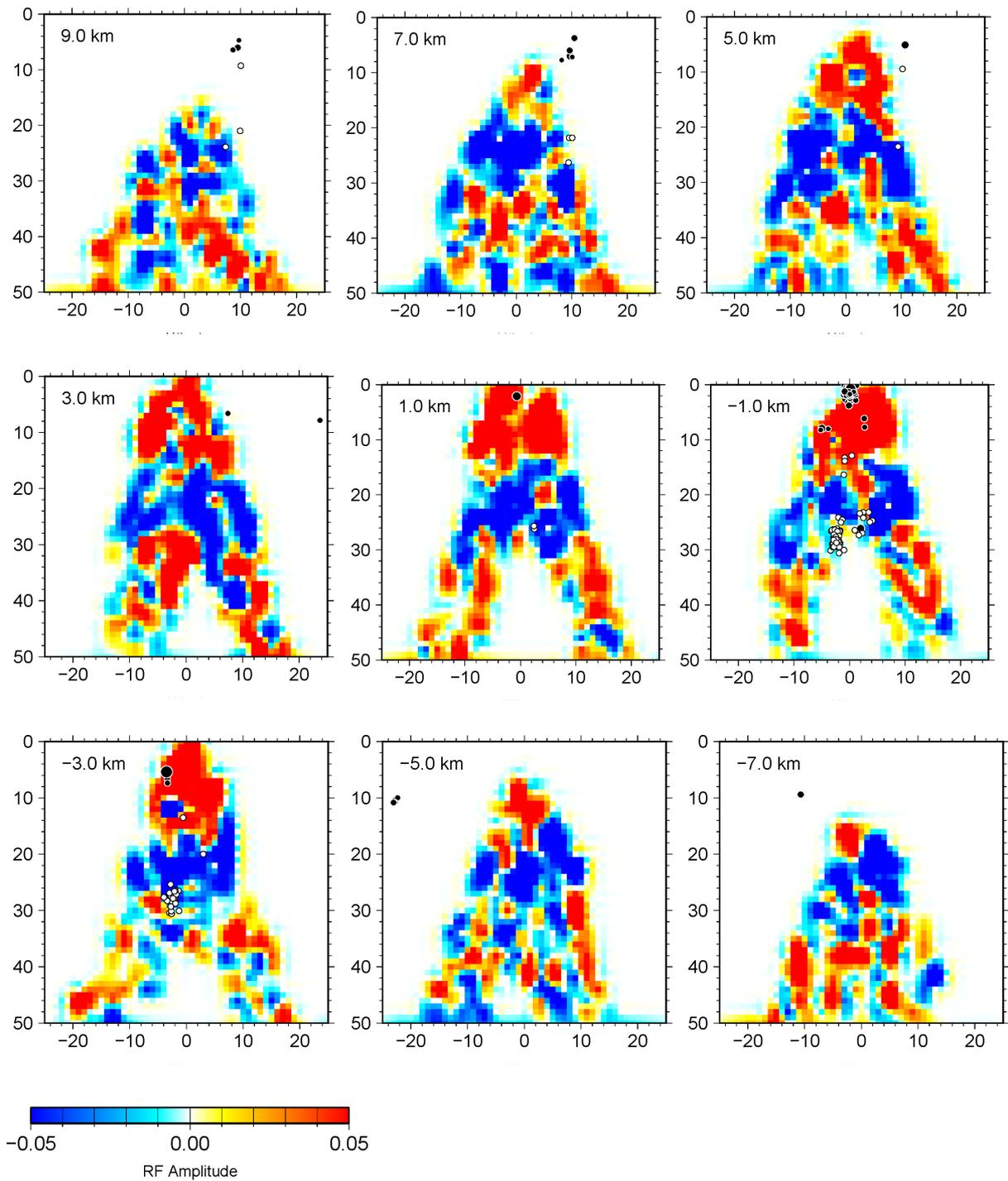


図 3.2.2-8 レシーバー関数の東西断面。桜島南岳火口からの南北方向への距離ごとの断面で示す。+が北方向。丸は深さごとの地震の震源位置であり、黒丸は火山構造成地震、白丸は深部低周波地震を表す。

(3) 始良カルデラ周辺の地殻変動

1) 目的

地下構造の異常に対応する場所においてマグマの蓄積による地盤の隆起・膨張が地表面に現れるかどうかを平成 27 年度に設置した GNSS の連続観測によって調査する。地殻内、特にカルデラ近傍においては構造が非均質であることが予想され、地盤変動も異方性が強いと予想される。また、これまでの研究により得られている地盤変動のソースは始良カルデラ下の深さ 10km であるが、1914 年桜島噴火に伴う地盤沈降は南九州全域に及んでいることから、カルデラ深部の変動ソースの存在についても検討する必要がある。

2) 観測点の配置

図 3.2.2-9 に GNSS 観測点の位置を示す。京都大学防災研究所では 1994 年から始良カルデラ周辺及び桜島において GNSS 観測を続けているが、その後、GEONET 観測点が整備され、始良カルデラから 20km 圏内でも 28 点が稼働している。一方、1914 年桜島噴火に伴う地盤変動は、始良カルデラの直近だけでなく、南九州全域に及んでおり、鹿児島県の北西部において沈降量が大きいことが知られている。本プロジェクトでは、鹿児島県北西部において GNSS 観測点を、GEONET 観測点の間を補完するように設置した。

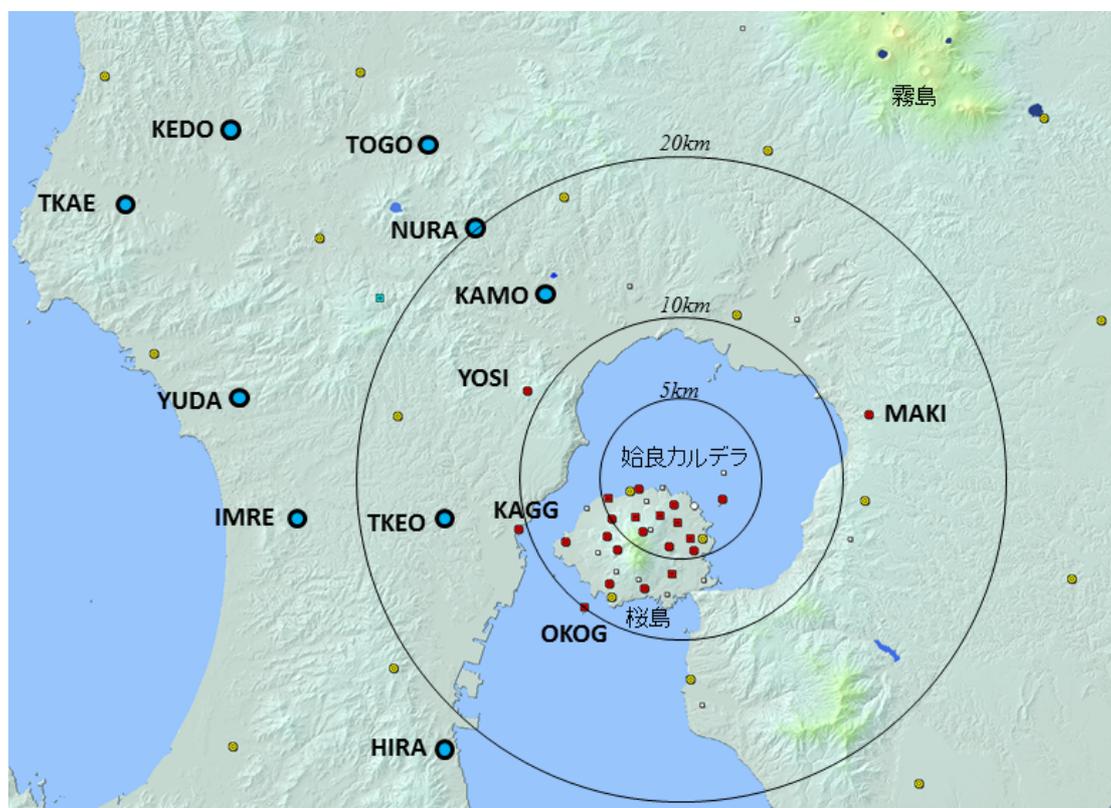


図 3.2.2-9 GNSS 観測点の位置図。赤丸は京都大学防災研究所の連続観測点，黄色の丸は GEONET 観測点，青丸は本プロジェクトで増設した観測点を示す。

3) 観測結果

桜島西部の SVOG を基準として基線解析した結果を図 3.2.2-10 に示す。観測期間が短いので、大きな変動は見られていない。今後、データを蓄積して解析を進める。

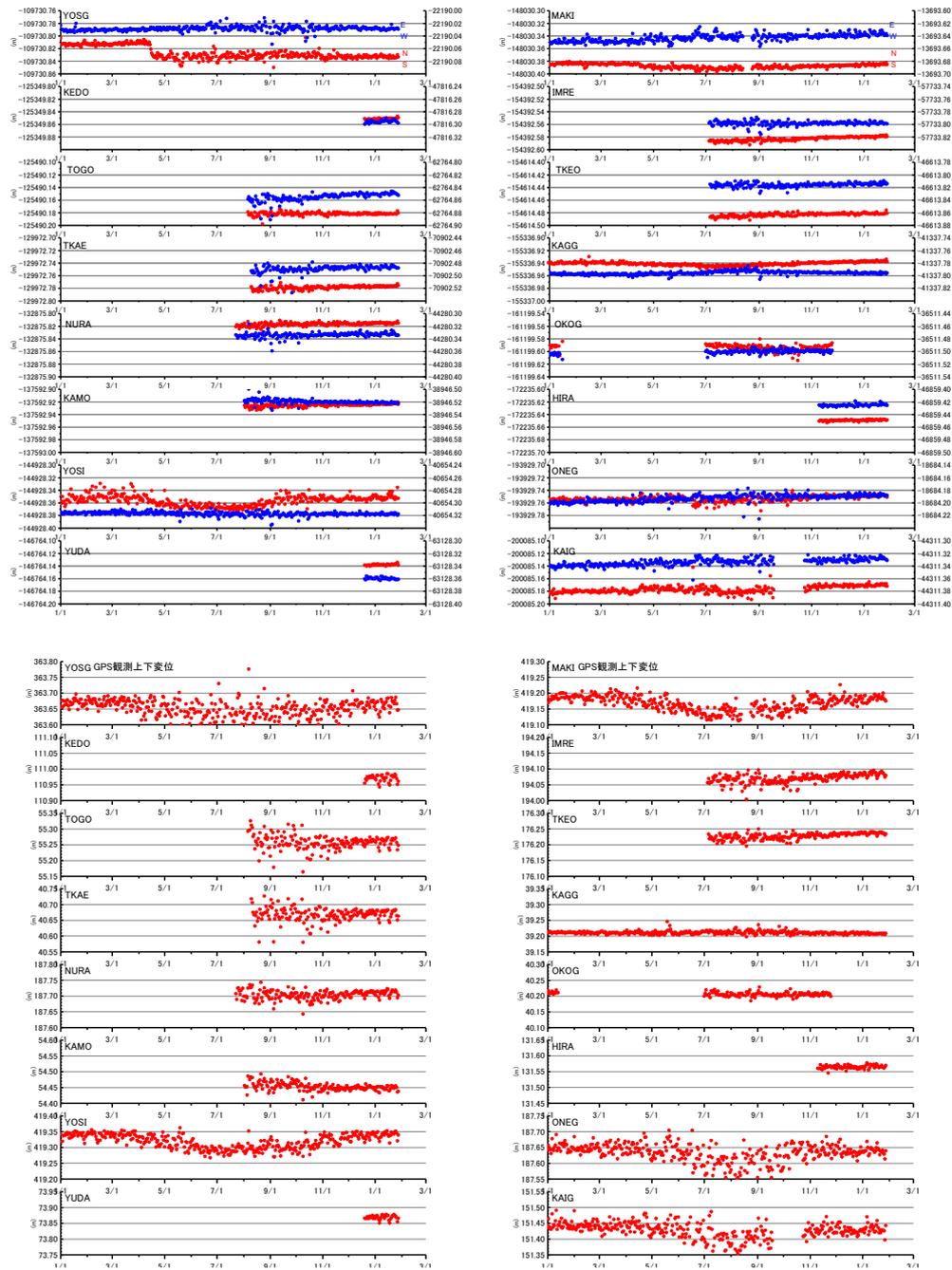


図 3.2.2-10 始良カルデラ北西部の地盤変動 (2016 年 1 月～2017 年 1 月)。上図：水平変動 (赤：南北，青：東西，↑向きは北及び東への変位を表す)。下図：上下変動。

(4) 地震計アレイ観測による深部低周波地震の検知力の向上のための基礎研究

1) 目的

始良カルデラ深部，特に桜島直下の下部地殻から上部マントルにかけて低周波地震が発生する深部低周波地震の発生は，深部マグマの動態と関連している可能性があるので，その検知能力の向上試験を地震計アレイ観測により行う。

2) アレイの設置位置

アレイを設置した吉松観測室の位置を図 3.2.2-11 に示す。

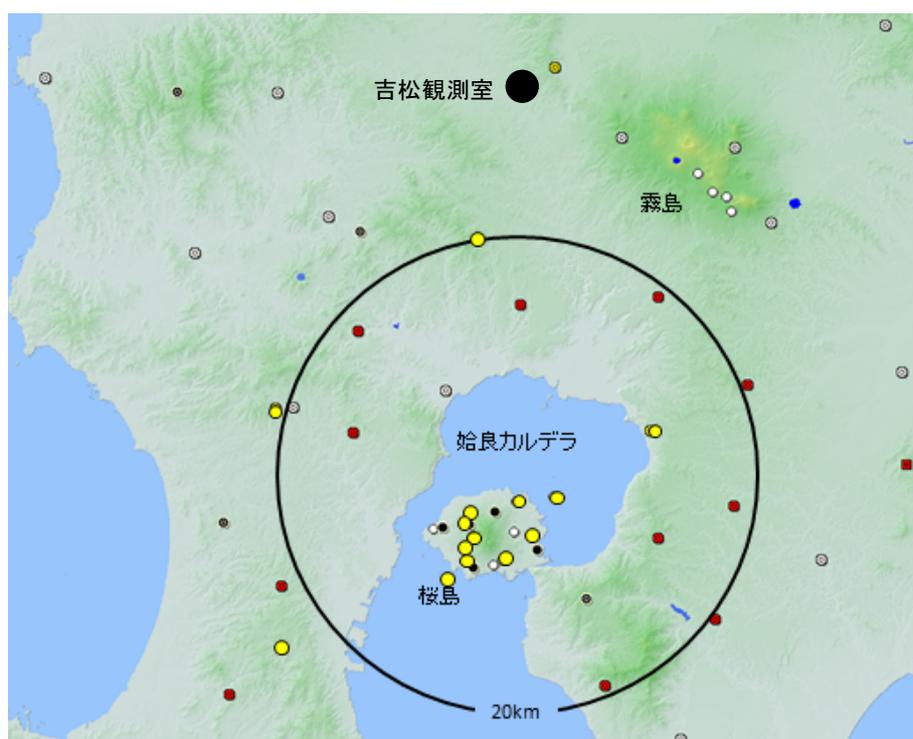


図 3.2.2-11 吉松観測室の位置図

吉松観測室は，元々深さ 100m の観測坑道 A，深さ 10m の坑道 B，C の一辺 500m の三角アレイから構成されている．観測坑道 A の最奥部は一辺 30m の直角三角形からなる地殻変動観測室であり，その部分に地震計を設置した．地震計の配置を図 3.2.2-12 に示す．

観測を開始してから時間が短いので，検知力向上を検証するデータが得られていないが，今後，データを蓄積して，検討していく予定である．

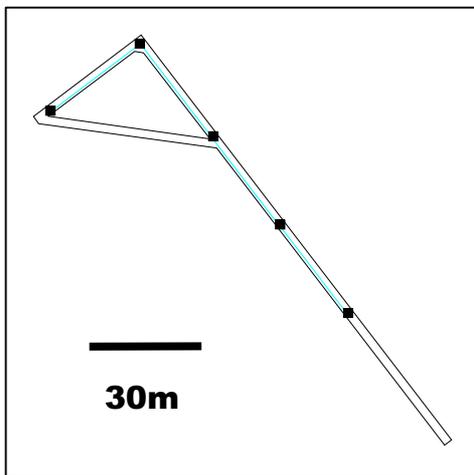
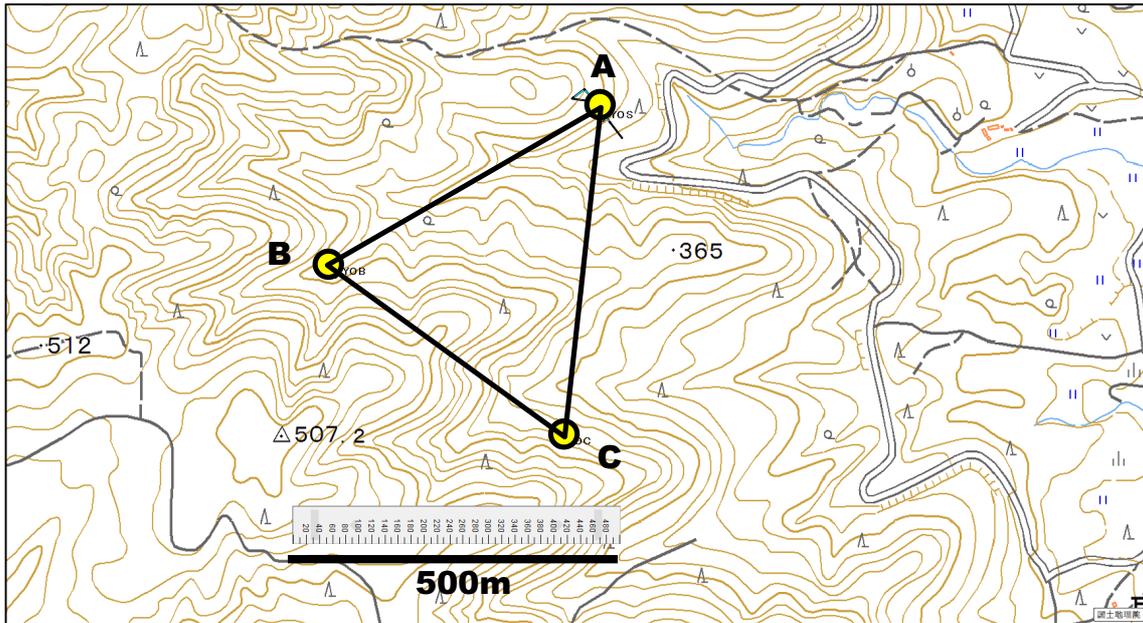


図 3.2.2-12 吉松観測室における地震計アレイの配置図. 上図:大アレイ (A, B, C 点), 下図:小アレイ (観測坑道 A 内部)

3.3 海底カルデラ地下構造探査手法の検討

【実施内容】

電磁気探査によって明らかになる地下の電気比抵抗は、マグマや熱水など存在によってその値が減少する事が知られている。したがって、カルデラ下のマグマ溜りやこれに関連する熱水系の分布を調べる手法の一つとして、電磁気探査が近年注目を浴びている（例えば Hata et al., 2016）。しかしながら、海底では海底地形により電磁場が歪むことから特に地形が複雑な海底カルデラ付近ではその解析が困難であると考えられており、海底下比抵抗構造探査手法は確立されていない。この探査手法を検討するため、本年度は鬼界カルデラ周辺海域において（1）電気比抵抗分布解析および海底電位磁力計設置位置決定のための基礎情報を得る事を目的とした詳細な海底地形データの取得、および（2）（1）の解析結果を受けての海底電位差磁力計の設置を実施した。

【研究成果】

（1）鬼界カルデラ周辺域における海底地形の解明

平成 28 年 10 月 13～27 日に実施した神戸大学海洋底探査センター第一回探査航海において、神戸大学大学院海事科学研究科附属練習船深江丸に装備されたマルチナロービーム測深器（Kongsberg 社製 EM712）を用いて高密度の測深を実施した。また、XCTD によって取得した音速構造による音速補正および異常データの除去等の処理を実施し、鬼界カルデラにおける詳細な海底地形を解明した（図 3.3-1）。また、平成 29 年 3 月 1～10 日に実施した同探査航海によって、図 1 の赤枠部において平成 28 年 10 月の航海と同様の手法により測深を実施した。

鬼界カルデラの海底地形は馬蹄状の谷地形によって特徴付けられ、その水深は最深部で 500m 程度である事が知られている。また、東部から南東部にかけて、二重の外輪山構造が見られている。一方、カルデラ中央部はドーム状の高まりがみられ、最浅部で水深 20m 程度である。これらの特徴に加え、第一回探査航海による測深データの解析により、鬼界カルデラ周辺域の高解像度の海底地形が明らかとなると同時に下記の特徴も明らかとなった。1) ドーム状の高まりの領域に南東方向に落ちる谷状の地形が多数見られる。2) 馬蹄状の谷地形の領域では、地形が平坦である。これらの特徴は、海底電位磁力計の設置点を決定するにあたって重要な情報である。また、沿岸に近い領域における複雑な海底地形の分布は電磁場を大きく歪ませることが知られている事から（例えば Key and Constable, 2011）、本測深で明らかとなった OBEM 観測点周辺における詳細な海底地形のデータは今後の地下の比抵抗構造を解明において必須の情報となる。

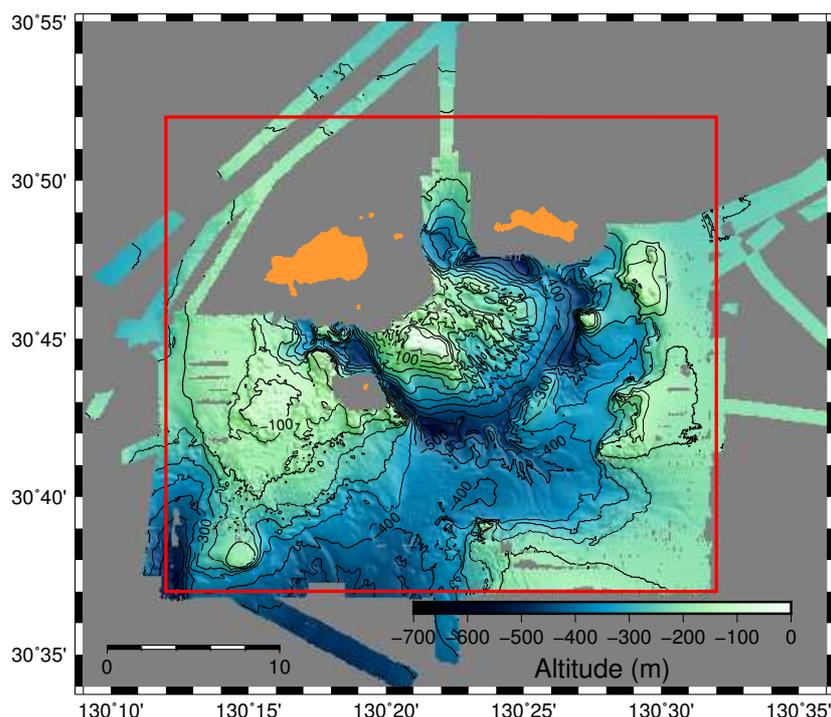


図 3.3-1 第一回探査航海によって明らかとなった鬼界カルデラ周辺における海底地形

(2) 海底電位差磁力計の設置

2017年3月の第二回探査航海において、本研究で新規に導入した OBEM 1 台を投入した。設置は深江丸の船上クレーンを用いて船尾右舷側より投入した。本 OBEM は磁場計測部に flux-gate 磁力計、水平電場計測部には差し渡し約 4m のパイプの両端に装着した Ag-AgCl 電極を採用した。なお、基準電極を水平電極から約 1m の高さに装着している事から、垂直電場の測定も可能である。近年日本で開発されている OBEM は取り扱いおよび整備の容易さから、耐圧ガラス球 1 個と金属製の耐圧容器で構成されることが多いが（例えば Kasaya et al., 2009）、本 OBEM は電池の容量を増やすため耐圧ガラス球を 2 台装備する（図 3.3-2）。本 OBEM は観測中にサンプリングレートを変更する事が可能となっており、本観測では 8Hz サンプリングを 27 日間実施した後に 60 秒サンプリングに切り替える設定とした。上記の電池容量の大きさとサンプリング周波数の切り替えにより、広帯域の電磁場応答が得られる見込みである。設置場所は「(1) 鬼界カルデラ周辺域における海底地形の解明」（平成 28 年 10 月第一回海洋底探査センター探査航海実施分）の成果を踏まえ、鬼界カルデラのドーム状地形縁辺部の谷状地形の底となっている領域で、地形が平坦となっている領域とした（図 3.3-3）。(1)の調査により、この場所は傾斜が小さいことが判明していることから OBEM の設置に適していると判断されることに加え、谷底であることから海底地形効果による電磁場の歪みが大きいと予想され、海底カルデラにおける比抵抗構造の解析手法を検討するにあたり重要な基礎データとなることが期待される。



図 3.3-2 本研究で導入した OBEM の設置作業 (深江丸矢野船長撮影)

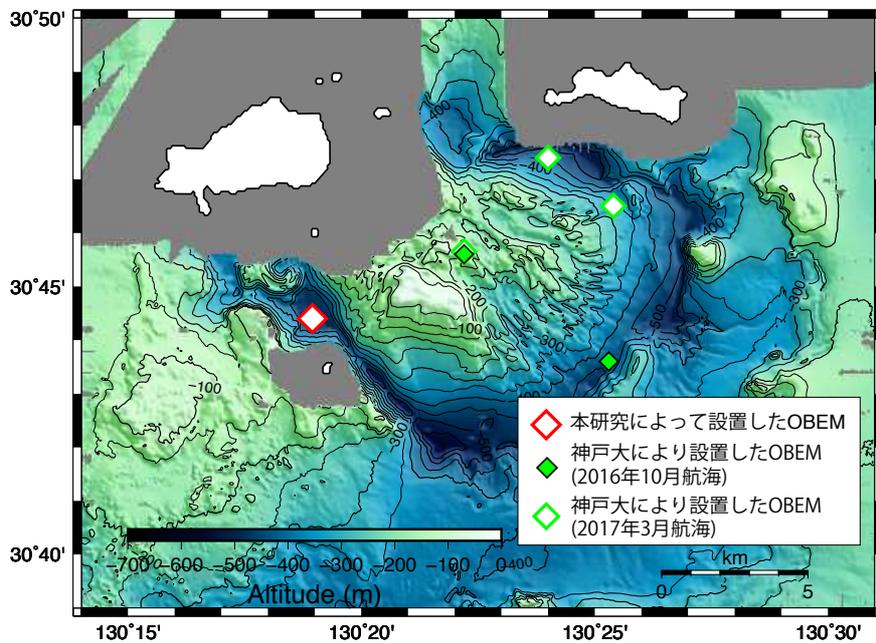


図 3.3-3 OBEM の設置点

文献

- Kasaya, T., and T. Goto (2009), A small ocean bottom electromagnetometer and ocean bottom electrometer system with an arm-folding mechanism, *Explor Geophys*, 40(1), 41-48, doi: Doi 10.1071/Eg08118.
- Key, K., and S. Constable (2011), Coast effect distortion of marine magnetotelluric data: Insights from a pilot study offshore northeastern Japan, *Phys Earth Planet In*, 184, 194-207, doi:10.1016/j.pepi.2010.11.008.
- Hata, M., S. Takakura, N. Matsushima, T. Hashimoto, and M. Utsugi (2016), Crustal magma pathway beneath Aso caldera inferred from three-dimensional electrical resistivity structure, *Geophys Res Lett*, 43(20), 10720-10727, doi: 10.1002/2016gl070315.