

中部九州阿蘇カルデラ北部阿蘇谷の 最終氷期後期以降の層相変化と地形形成

長谷義隆^{1,2}・宮縁育夫³・春田直紀³・佐々木尚子⁴・湯本貴和⁴

- (1 天草市立御所浦白亜紀資料館 〒866-0313 熊本県天草市御所浦町御所浦 4310-5)
(2 ㈱アバンス 〒862-0942 熊本市江津 1-3-48)
(3 熊本大学教育学部 〒860-8555 熊本市黒髪 2-40-1)
(4 総合地球環境学研究所 〒603-8047 京都市北区上賀茂本山 457-4)

Change of sedimentary facies and topographic process after the late period of the Last Glacial Age of Asodani in the northern area of Aso Caldera in Central Kyushu, Japan

Yoshitaka Hase^{1,2}, Yasuo Miyabuchi³, Naoki Haruta³, Naoko Sasaki⁴
and Takakazu Yumoto⁴

- (1 Goshoura Cretaceous Museum; Goshoura 4310-5, Goshoura town, Amakusa City, Kumamoto 866-0313, Japan)
(2 Avance co. LTD.; Ezu 1-3-48, Kumamoto City, Kumamoto 862-0942, Japan)
(3 Faculty of Education, Kumamoto University; Kurokami 2-40-1, Kumamoto City, Kumamoto 860-8555, Japan)
(4 Research Institute for Humanity and Nature; Kamigamomotoyama 457-4, Kyoto City, Kyoto 603-8047, Japan)

Abstract

Aso valley (Asodani) is the northern part of Aso Caldera crater which made by depression after the forth of Aso pyroclastic eruptions, also has a floor of 470-500m altitude, that is surrounded by 350-500m high caldera rim at the north, and the central Aso volcano is situated at the south. The upper part of bottom sediments of Asodani is mainly composed sand, silt and clay in the main area, in which a wide fan spreads on the eastern floor and a meander river plane on the midstream of Kuro river (Kurokawa) on the western one. The under parts of sloop beside of the caldera rim are often formed by gravel and coarse materials from the cliff. Formations in the midstream of Kurokawa started deposition as a gravel bed formed by stream on the bottom of the valley during in the late period of the Last Glacial Age, and deposited silt and clay in a lake during 21,000 to 8,800 yBP. After 8,800 yBP, the deposition of Kurokawa started again in the area and the sedimentary environment is continuing to today. On the other hand, it is assumed that fan deposition has continued on the eastern part of Asodani after the Last Glacial Age.

Key words: Aso Caldera, Asodani, Kurokawa, the Last Glacial Age, Holocene, topographic process

はじめに

九州のほぼ中央部, 阿蘇地域には南北 25km, 東西 18km の阿蘇カルデラがある. 阿蘇カルデラは約 9 万年前(松本ほか, 1991; 渡辺, 2001)に 4 回目の大噴火を起こし(小野・渡辺, 1983), 多量の火砕流を放出して陥没し, その中に現在も活動している中岳を含む中央火口丘群ができて今の姿になったといわれている. 北海道や東北地方にあり, それぞれ洞爺湖や十和田湖として知られるカルデラは水を湛えているが, 阿蘇にはいわゆるカルデラ湖はない. ところが, 阿蘇カルデラには有名な神話がある. かつて大きな湖であったカルデラの外輪山の一角を健甞龍命(たけいわたつのみこと)が蹴破ったことで水は立野火口瀬を通してカルデラの外へ流れ去り, 現在の姿になったというものである. むかしから言い伝えられた話には全く根拠のないものもあるが, 阿蘇カルデラの

場合はどうであろうか. 渡辺(2001)は阿蘇カルデラに湖があったことに言及し, 結論として異なる 3 つの時期に湖が形成されたと論じた.

平成 18 年度に人間文化研究機構総合地球環境学研究所の課題研究「日本列島における人間-自然相互関係の歴史的・文化的検討」(代表湯本貴和教授, 通称「列島プロジェクト」)が開始された. 筆者らは九州班の研究課題「阿蘇・くじゅうの草原における火と水の利用の歴史」に関わる試料を得る目的でカルデラ北部において機械ボーリングおよびハンドボーリングを実施した. これに加え既存のボーリング資料についても検討し, カルデラ底を構成する地層の層相変化から最終氷期後期以降における堆積環境と地形形成過程, 特に渡辺(2001)で言及されている 3 回の時期のうちの最も新しい時代の湖について, その実態を考察した.

本論は上記課題研究に関する阿蘇カルデラ北部での成果の一部であり、ボーリングにより得られた泥質試料を用いた珪藻分析、花粉分析および研究課題に関する総合的な考察については別稿で取り扱うことにする。

本研究では列島プロジェクト、特に飯沼賢治別府大学教授を班長とする九州班のメンバーには種々の協力と有益な議論を頂いた。(株)アバンス工藤 伸社長には機械ボーリングの実施と既存のボーリング資料の収集に配慮を頂き、また、熊本県地域振興部文化企画課の島田一哉氏(現、山鹿中学校教諭)にはハンドボーラーの貸与と実地指導をして頂いた。岩下西雄氏、猪飼清博氏および大塚五郎氏にはボーリング地点の土地の使用を許可して頂いた。これらの方々に深く感謝申し上げる。さらに、阿蘇市建築課には基幹道路調査ボーリング資料閲覧の機会を与えて頂き、千代田工業(株)の古沢 二氏にはコア観察に便宜を図って頂いた。これらの方々にも記して謝意を表します。

阿蘇カルデラ北部の地形

(1) 概要

阿蘇カルデラ北部の地形を図1に示す。本論で取り扱う地形考察には人工改変の少ない時期の地形図を利用することが望ましいと考え、明治35年に大日本帝国陸地測量部により測図され、同38年に製版された五万分の一地形図「宮地」および「宮原」に基づ

き、基本的に20m間隔の等高線のみを抽出して作図した。ただし、阿蘇谷東部では極めて緩やかで広い斜面の微地形を表すために5m間隔の補助線も描き入れた。

阿蘇カルデラ内北部の低地は阿蘇谷と称され、幅3~5kmの広い範囲に田圃と畑地がある。阿蘇谷を流れる主河川は黒川であり、これに南にある中央火口丘群北側では、一の宮町宮地の南東部から東岳川が、南西部から西岳川が北流し、北にある湯浦地区では花原(かばる)川が南流する。黒川に沿う明瞭な段丘地形は認められない。

阿蘇谷のほぼ中央部西寄りに南北に軸をもつ本塚、灰塚があり、その北に北塚が列ぶ。この北塚と北外輪山の象ヶ鼻カルデラ縁下の鷲ノ石をむすぶ線より南東側と北西側とでは阿蘇谷の微地形に違いが認められ、両者の地形形成過程に違いがあることが推測される。黒川に関してこの線より南東側を上流域、北西側で跡ヶ瀬までを中流域とする。なお、跡ヶ瀬より下流を下流域とするが、本論では取り扱わない。

一般にカルデラ内の低地は「火口原」と呼ばれることもあるが、現在活動中の中岳火口と紛らわしいので、本論ではこの言葉を使用しない。その上で、地形表現と地層構成を区別するために、カルデラ内の低地表面地形のみを示す場合には「カルデラ床」と記し、低地を構成する地層を含む内容の場合は「カルデラ底」と表示することにする。

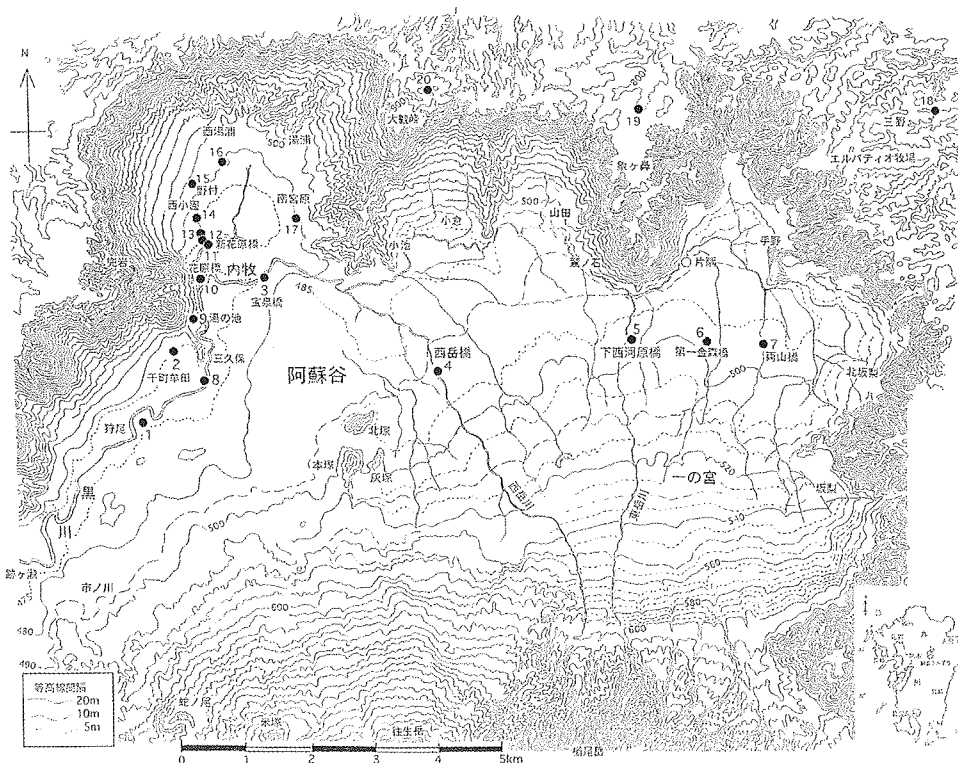


図1 阿蘇カルデラ北部の地形とボーリング位置図。

大日本帝国陸地測量部5万分の1地形図「宮地」「宮原」に基づく。

1. 狩尾, 2. 千町牟田, 3. 宝泉橋, 4. 西岳橋, 5. 下西河原橋, 6. 第一金森橋, 7. 両山橋, 8. 三久保, 9. 湯の池, 10. 花原橋, 11. 新花原橋1, 12. 新花原橋2, 13. 新花原橋3, 14. 西小園, 15. 野付, 16. 西湯浦, 17. 南宮原, 18. 三野(エルパティオ牧場東方), 19. 象ヶ鼻, 20. 大観峰道路入口西崖(露頭)

表1 阿蘇カルデラ北部のボーリング地点情報
但し、地点番号20は露頭

地点番号	地点名	緯度 経度	標高 (m)	到達 深度m	K-Ah 標高m	検討項目
1	狩尾	32° 57' 07" N 131° 01' 23" E	474.7	25.3	468	層相・珪藻・花粉
2	千町牟田	32° 57' 50" N 131° 01' 46" E	476	25	468.4	層相・珪藻・花粉
3	宝泉橋	32° 55' 24" N 131° 02' 37" E	477.02	85	—	層相・珪藻・花粉
4	西岳橋	32° 57' 46" N 131° 04' 16" E	491.9	35	478.9	層相
5	下西河原橋	32° 58' 02" N 131° 06' 16" E	497.7	42	481.2	層相・珪藻
6	第一金森橋	32° 57' 59" N 131° 07' 09" E	497.2	36	485.4	層相
7	両山橋	32° 57' 58" N 131° 07' 36" E	499.4	34	485.4	層相・珪藻
8	三久保	32° 57' 31" N 131° 02' 02" E	476.04	65.4	—	層相
9	湯の池	32° 58' 04" N 131° 01' 52" E	475	7.2	472	層相・珪藻
10	花原橋	32° 58' 26" N 131° 01' 57" E	478.9	40.5	473.2	層相
11	新花原橋1	32° 58' 43" N 131° 02' 02" E	476.9	55	—	層相
12	新花原橋2	32° 58' 45" N 131° 01' 59" E	477.6	50.1	472	層相
13	新花原橋3	32° 58' 47" N 131° 01' 57" E	481.7	30.5	—	層相
14	西小園	32° 58' 56" N 131° 01' 54" E	480.4	50	—	層相
15	野付	32° 59' 13" N 131° 01' 52" E	486	20	484.8	層相
16	西湯浦	32° 59' 25" N 131° 02' 11" E	480	30.5	—	層相
17	南宮原	32° 58' 54" N 131° 32' 58" E	478	43.3	472.6	層相
18	三野	32° 59' 46" N 131° 09' 41" E	755	6.5	—	層相・珪藻・花粉
19	象ヶ鼻	32° 59' 49" N 131° 06' 30" E	789	6.3	786.5	層相・珪藻・花粉
20	大観峰道路 入口西崖	32° 00' 02" N 131° 04' 21" E	890	1.5	884.5	層相・珪藻・花粉

(2) 阿蘇谷およびその周辺の現在の地形

阿蘇カルデラ外輪山およびその内側の阿蘇谷の地形には以下のような特徴が認められる。すなわち、

- 1) 阿蘇カルデラ北部における外輪山の壁は標高 750～850m できわめて定高性があり、カルデラ床から外輪山の高所までは標高差 350～500m に達する。
- 2) 阿蘇谷の北側内牧の北では外輪山に向かって馬蹄形に低地が湾入する(西小園-西湯浦-湯浦-南宮原)。そのカルデラ壁の下半部は比較的傾斜が緩やかで斜面幅がある。カルデラ壁の下部には崖錐部があり、さらに緩斜面および丘陵地・台地を経て低地へと連続する。また、小倉・山田地区のカルデラ壁もその下部は緩斜面である。一方、手野地区および北坂梨地区ではカルデラ壁は斜面幅が狭く急崖である。同じカルデラ北部壁でありながら斜面形状に明らかな違いが認められることはその壁の形成過程が異なることを暗示している。前者は陥没後の滑落によりできたとの見方もある(小野・渡辺, 1983)が、小野・渡辺(1983)や小野ほか(1993)による阿蘇カルデラのブーゲー重力異常図では内牧北方に負(-20 ミリガル程度)の湾入が認められ、火砕流噴出後の何らかの噴火現象に起因するすり鉢状地形を留めている可能性はないだろうか。後者はその後の侵食による後退はあるものの、基本的にカルデラ形成時の陥没崖の形状を残しているものと思われる。

3) 阿蘇谷には本塚などカルデラ内での小火山の地形が認められる。北塚と北の外輪山象ヶ鼻麓の鷲ノ石を結ぶ線(北塚-鷲ノ石線)を境に阿蘇谷は南東側と北西側に識別され、この線より上流側は南方の中央火口丘群榎尾岳、高岳および根子岳から供給された碎屑物が北に拡がり扇状地となっている。その末端は外輪山麓の手野、片隅、鷲ノ石に達し、黒川の流路は外輪山壁に接している。これは黒川の流路が南方からの扇状地の発達に圧されて、外輪山壁に押し付けられていることを示している。一方、上記北塚-鷲ノ石線より北西側の黒川中流域では扇状地の発達は弱く、中央火口丘群から北西にのびる極低いが高まりが認められる。また、黒川は一部外輪山の麓に接するが一般には外輪山の壁とは少し離れている。蛇行の幅もより大きくなり、黒川に沿ってはその脇に低地や湿地がならんでいる。カルデラ床の標高は跡ヶ瀬で 470m、小池(こぢ)付近で 480m であり、この間の黒川の流路に沿う傾斜はきわめてゆるやかであることが、黒川の蛇行を許している。

4) このような低地や湿地の一つに阿蘇谷北西部に千町牟田と呼ばれる地域がある。牟田とは湿地を意味し、無田とも書かれるように人が田圃として利用するには水気が多く、水はけの悪いところである。千町牟田は外輪山を構成する岩体が三久保地区で南方へ細く張り出していることで、黒川の流路から逸れ、黒川の自然堤防によってその流路から取り残された結果、湿地として残った場所である。また、湯浦地区の吉岡家で所蔵されている江戸時代の「内牧手永絵図」によれば、今の南宮原にも湿地すなわち牟田が描かれている。南宮原の牟田も千町牟田と同様の形成過程を辿ったものと考えられる。さらに、小倉・山田地区でも低地には牟田を思わせる地形が認められ、中流域低地の延長部であるようにみえる。

カルデラ底の表層部を構成する地層

(1) 取り扱った試料

カルデラ底を構成する地層は、陥没後に生じた中央火口丘群の火山活動による溶岩、火山碎屑物および火山灰の累積によって形成されたと考えられる。カルデラ底には阿蘇-4 火砕流の噴出物が厚く堆積し(星住ほか, 1997)、その直上に水成の堆積物があることで、渡辺(2001)はカルデラ形成後、最初の湖(古阿蘇湖)が形成されたと考えた。また、立野火口瀬付近から南郷谷に分布する久木野層は 2 回目の湖(久木野湖)の堆積物であるとし、さらに松本・藤本(1969)のボーリングコア観察結果をもとに 3 回目の湖(阿蘇谷湖)を認めて、阿蘇谷湖が最近まで拡がっていたと述べた。なお、渡辺(2001)はこの 3 回目の阿蘇谷湖に形成された地層を阿蘇谷層として図中で示した。



図2 阿蘇カルデラ北部阿蘇谷の狩尾(1), 千町牟田(2) および宝泉橋(3)におけるボーリング柱状図

これとは別に、長谷・岩内(1992)および岩内・長谷(1992)は内牧の宝泉橋における深度85mのボーリングコア試料に基づいて地下の層相を示し、「内牧層」と呼称した。

本論では、阿蘇カルデラ北部でこれまでに得られたボーリング資料に基づき、カルデラ底の表層部をなし、少なくとも最終氷期後期以降に形成された地層について論じることとする。

ここで取り扱った試料採取地点は図1に、試料の情報を表1に示す。また、狩尾、千町牟田および宝泉橋の各ボーリングコアの層相を柱状図(図2)に示す。なお、これらのボーリング柱状図中には鬼界アカホヤ火山灰層(K-Ah)が示され、現在までに得られている炭素14放射年代値(表2, 図3)も表示されている。

(2) 代表的なボーリングコアの記載

以下、代表的なボーリングコア試料(図2, 図4, 図5, 図6, 図8)に基づいて、阿蘇谷地下の地層構成を記述する。地層の重なりを考慮し、各コアの下位層準か

ら述べることにする。なお、数値のうち断りのないものは標高を示している。

1) 狩尾(図1, 図2, 図6, 表1の地点1)

狩尾遊水池におけるボーリング深度は25.3mに達している。449.4mから458.9mまでは緑灰～灰黒色

表2 阿蘇谷の狩尾(1),千町牟田(2)および宝泉橋(3)ボーリングコア試料¹⁴C年代値

地点番号	試料層準 (深度m)	δ ¹³ C (permil)	¹⁴ C年代値 (y BP) (Conventional R. A.)	文献
1 狩尾	0.12-0.15	-18.1	1,450±40	#
	3.15-3.20	-22.0	4,740±30	*
	6.8 (K-Ah)			
	7.28-7.32	-24.6	6,590±40	*
	15.60-15.65	-24.4	6,380±80	#
	17.31-17.35	-24.1	8,570±40	*
25.23-25.28	-25.6	10,490±80	#	
2 千町牟田	4.69	-31.3	5,290±50	+
	6.6 (K-Ah)			+
	12.25	-22.3	7,970±60	+
	22.97	-24.5	10,010±40	+
3 宝泉橋	16.3	-20.5	8,480±40	#
	48.0	-23.5	12,500±50	#
	56.4	-29.6	13,140±80	#
	62.6	-27.7	14,190±140	#
	69.1	-29.3	19,560±90	#

* : 長谷ほか (2003) + : 宮縁ほか (2010)
: 本研究 (測定はGEOCHRON LABORATORIES, USAによる,
分析方法はAMS, ¹⁴Cの半減期は5570年として計算)

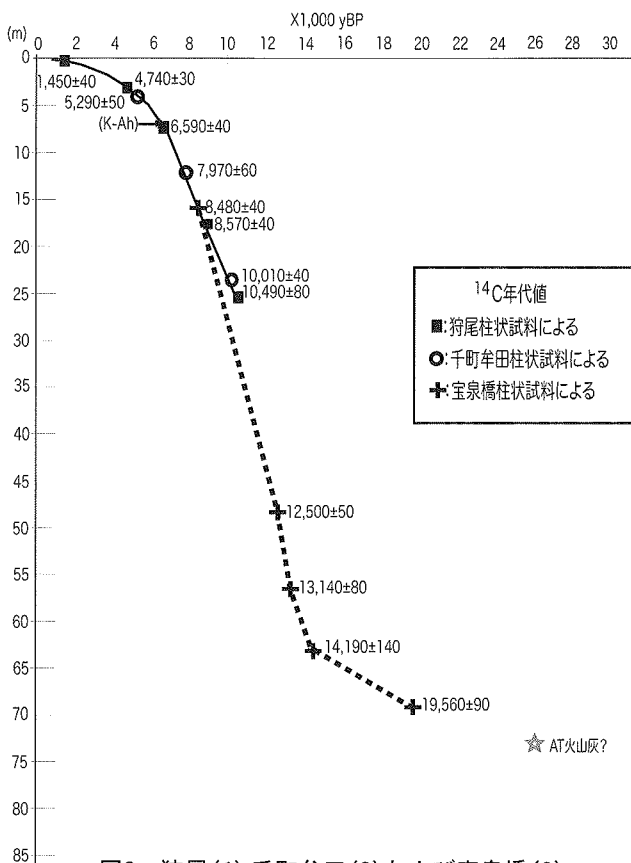


図3 狩尾(1),千町牟田(2)および宝泉橋(3)ボーリングコア試料の年代値

の比較的均質な泥層からなり,時に黒色砂をはさみ,細礫あるいは軽石礫を散点的に含む.その上451.2mまでにラミナが顕著な砂泥層,その上位460.7mまでは黒色砂層である.さらに上位465mまではシルト層に時折厚さ約0.5mの黒色砂層が挟まる.その上位厚さ0.5mは植物片の混じる黒色シルト層である.467.7~468mは鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)が挟まる.その上位469.7mまでは火山灰や軽石からなる層(厚さ最大30cm)とシルト層(最大厚さ25cm)の大きな互層である.これより上位,地上までは黒色~緑灰色,あるいは茶褐色~焦げ茶色,さらに黒色の有

機質土となり,スコリアまたは軽石片を含むシルト~粘土層である.6試料について炭素¹⁴放射年代値が得られている(表2,図3).

2) 千町牟田(図1,図2,図6,表1の地点2)

宮縁ほか(2010)に基づき層相の特徴を記述する.表層(476m)から453mまでの深度23mが掘削されている.453~463.92mは黒色~オリーブ黒色を呈する全体的に締まったシルト~粘土層である.463.92~465.84mは黒色砂と黒褐色シルトの互層であり,その上位465.84~467.96mは黒色~黒褐色の砂層である.それより表層までは全体にヨシなどの植物遺体を含む黒色のシルト質堆積物となっているが,その中の469.33~469.46mには鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)が挟在する.また470.63~470.91mにはオリーブ黒色~灰オリーブ色火山灰層が含まれ,さらに473.74~473.94mにも黒色~黒褐色火山灰層が挟まれる.なお,堆積物中の微粒炭による¹⁴C年代測定結果は,453.03mで10,010±40 yBP,463.95mで7,970±60 yBP,さらに471.31mでは5,290±50 yBPが報告されている.

3) 宝泉橋(図1,図2,図6,表1の地点3)

宝泉橋地点では,掘削地点は477mである.400m以下391.7mまで(これ以下は掘進されていない)は砂層ないし礫質砂層(厚さ1mと2m)と礫層(厚さ3mと1.5m+)の互層からなる.礫は安山岩質で径0.5~最大5cmで円磨されている.400~449.7は主として暗灰色~灰色の均質で,時に有機質の多い部分や薄い砂層を挟むことがある.最下部付近に白色火山灰層を挟む.449.7mから上はシルト層と砂層の大きな互層で,しばしば黒~暗灰色の有機質粘土を挟む.上位になるに従い,砂層の割合が多くなり,しかも細礫を含むことが多くなる.コア試料の炭素¹⁴年代値を表2に示す.

4) 西岳橋(図1,図6,表1の地点4)

491.9mから深度35mが掘進されているが,表層部70cmは表土であり,それ以下のコア試料について記述する.全体に黒褐色~暗オリーブ黒色の細粒砂層~礫混じり砂層よりなり,これに厚さ数10cm~1mの有機質シルト,砂質シルト,凝灰質シルトが挟在する.また,478.9~479.15mに暗灰黄色の鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)が挟まれる.

5) 下西河原橋(図1,図6,表1の地点5)

497.7m地点から深度42mが掘削されている.このうち,表層部厚さ1.95mは人工土壌である.コア試料は全体に黒色~オリーブ黒色の細粒砂層に4層準に厚さ数10cm~1.5mの礫混じり粗砂~砂礫層を挟み,492.55~494.75mに径1~2cmの円礫からなる砂礫層を挟む.また,厚さ数10cmのシルト~粘土層が挟まれ,480.95~481.45mの砂質粘土層中に鬼界アカ

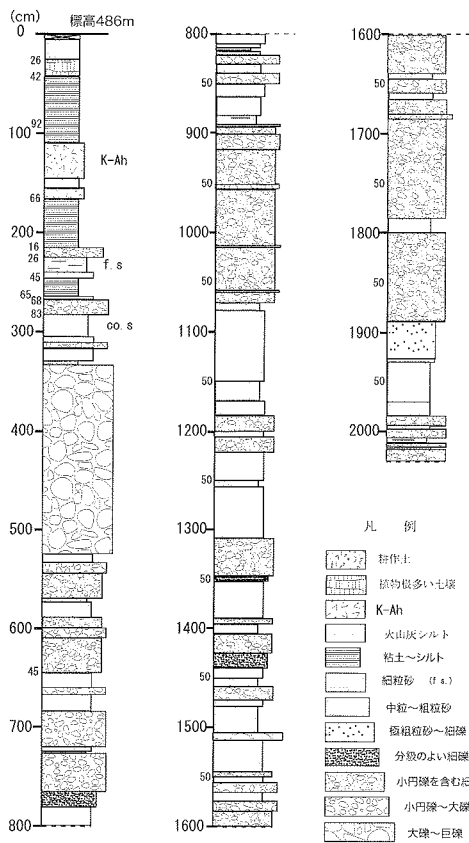


図4 西湯浦野付(15)におけるボーリング柱状図

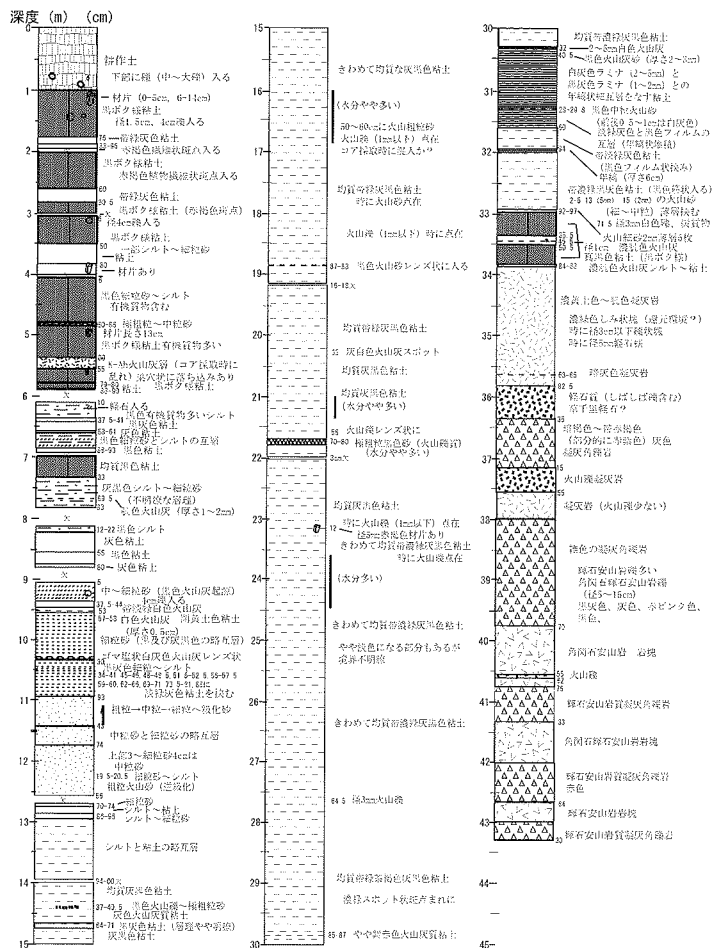


図5 南宮原(17)におけるボーリング柱状図

ホヤ火山灰(K-Ah)が認められる。

6) 第一金森橋(図1, 図6, 表1の地点6)

497.16m 地点から深度 36m が掘削されているが, 表層部 1.8m は盛土である。全体に黒〜暗オリーブ灰色の砂層で, 472.71~473.56m に径 0.5~3cm の円礫を主とする砂礫層がある。また, 477.51~479.31m, 485.21~486.66m に有機質粘土層が挟まれ, この中の 485.46~485.56m には鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)が挟まれる。その他にも厚さ数 10cm の火山灰質シルトが挟まれる。

7) 両山橋(図1, 図6, 表1の地点7)

499.38m から深度 34m が得られているが, 表層部 85cm は盛土である。コア試料は全体に下半部は黒褐色〜暗オリーブ褐色の砂層が優勢で, 上半部は径 0.5~3cm の垂角礫〜垂円礫からなる黒褐色の砂礫層が優勢である。これに厚さ 1~2m の有機質〜火山灰質シルトあるいは粘土層を挟む。また, 485.58~485.68m には黄灰色の鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)が挟まれる。

8) 野付(図1, 図4, 図8, 表1の地点15)

486m から深度 20m が掘削されている。表層部 26cm は耕作土である。上層部 2.68m を除いて全体

に砂礫層からなり, 礫は主に小礫からこぶし大であるが, とくに 480.8~483.6m ではこぶし大〜大礫からなる。これらの礫層の間には厚さ 1m 程度の粗粒砂層が挟まる。上層部 2.68m は粘土〜シルト層であり, 484.5~484.9m に鬼界アカホヤ火山灰(K-Ah)が挟まる。

9) 南宮原(図1, 図5, 図8, 表1の地点17)

479m の孔口から 434.7m のボーリングコアが得られている(図5)。このうち標高 441.65m 以下は安山岩溶岩および凝灰角礫岩からなり, 基盤岩類にあたると思われる。その上位にしばしば礫を含む軽石層(厚さ 80cm)があり, さらにその上位に濃黄土色〜肌色凝灰岩(厚さ約 2m)がある。その上位はきわめて厚い(21.5m)濃緑灰黒色シルト〜粘土層となり, その最下部に黒ボク様の真黒色粘土層(厚さ 90cm), 下部にラミナの発達する粘土層(厚さ 1.5m), 中部に厚さ 10cm の極粗粒黒色火山礫質砂層を挟む。その上位は粗粒, 中粒, 細粒砂層(厚さ 3.5m)になる。さらに上位は厚さ 3m のシルト層を経て, 黒ボク様粘土層が最上部 1m の耕作土の下まで続く。この黒ボク様粘土層中の 472.61~472.45m に鬼界アカホヤ火山灰層が挟まる。

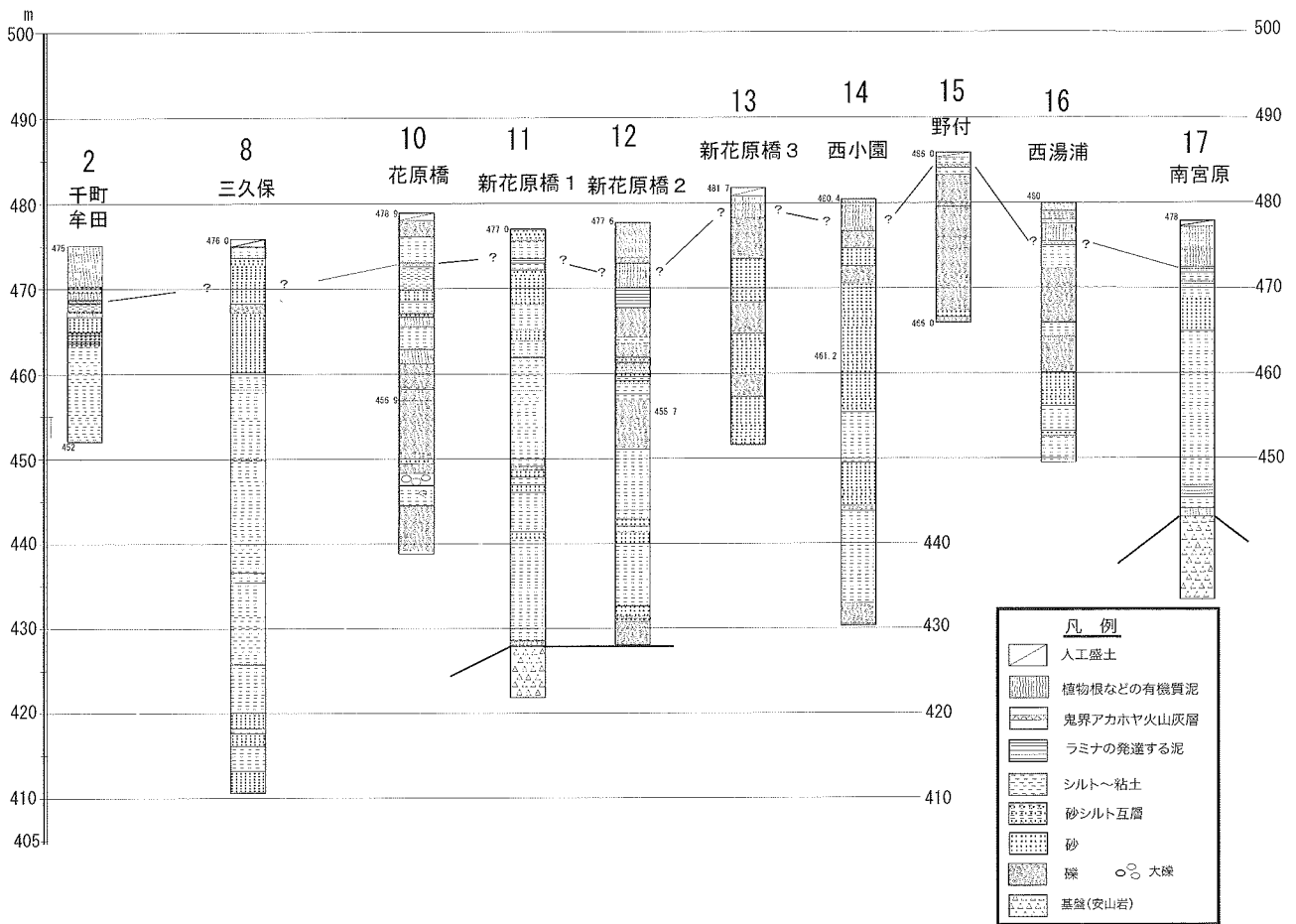


図8 内牧北方湾入西側外輪山崖下地点番号2, 8~17のボーリング柱状図
対比線：鬼界アカホヤ火山灰の層準

とから、層相から判断して少なくとも深度 100m 以浅に湖の堆積物はないと考えられる。したがって、この時期に阿蘇谷東部に湖があったという証拠はいまのところ見あたらない。微地形を考慮するとこれより西方小池付近には内牧の延長としての低地の要素が認められることから、内牧で認められる湖はこの地まで及んでいたことが考えられる。

一方、南東部のボーリング柱状図が示す堆積層はいずれも砂や礫を主とする粗粒な層相であり、時折薄いシルト層を挟むものの厚い泥質層は把握されていない。これらは現在の扇状地地形を考慮すると中央火口丘群(特に高岳や楢尾岳)や根子岳からの粗粒碎屑物からなる扇状地堆積物と考えられる。深井(1960)が指摘することに従えば、標高の高いこれらの山地では、寒冷な最終氷期には岩屑供給量が増大したと考えられ、また、その後の温暖化に伴う降水量の増加でも山地からの岩屑の供給は増加したことが考えられることから、阿蘇谷東部では最終氷期後期には高岳や根子岳からの供給物によりすでに扇状地が生じ、その後も発達し続けたと考えられる。また、斉藤(1982)は火山ができることによって岩屑の生産量が増加することを指摘していることから、阿蘇谷

南東部は常に扇状地が形成されやすい環境であったと考えられる。阿蘇谷東部での扇状地の発達の様子を考慮に入れると、湖は内牧を中心とする比較的限られた範囲であったことになり、阿蘇谷湖のイメージは意外に小さく、そこには内牧層(岩内・長谷, 1992)が形成されたことになる。その湖もやがて次第に埋め立てられて浅くなり、河川(黒川)が流れるようになると黒川の流路にそって自然堤防が築かれ、やがて天井川となる。その外側は近年まで湿地として取り残されて牟田と呼ばれている。このような牟田も最近では圃場整備により水はけがよくなり、水田や畑地として利用できるようになった。

(2) カルデラ壁下、丘陵および台地と湖

前述したように内牧の北方には北を凸にした馬蹄形の低地がある。図8はこの湾入の西の外輪山壁の内側にそって南北方向にボーリング柱状図をならべたものである。これらのボーリングコア柱状図の層相の特徴は、野付のコアで示される(図4)のように一般に粗く、礫層中にはしばしばこぶし大~大礫や巨礫も含まれることである。このような層相は、明らかにカルデラ壁からの崩落物がこの地に到達した、あるいは土石流による運搬の結果を示すものである。

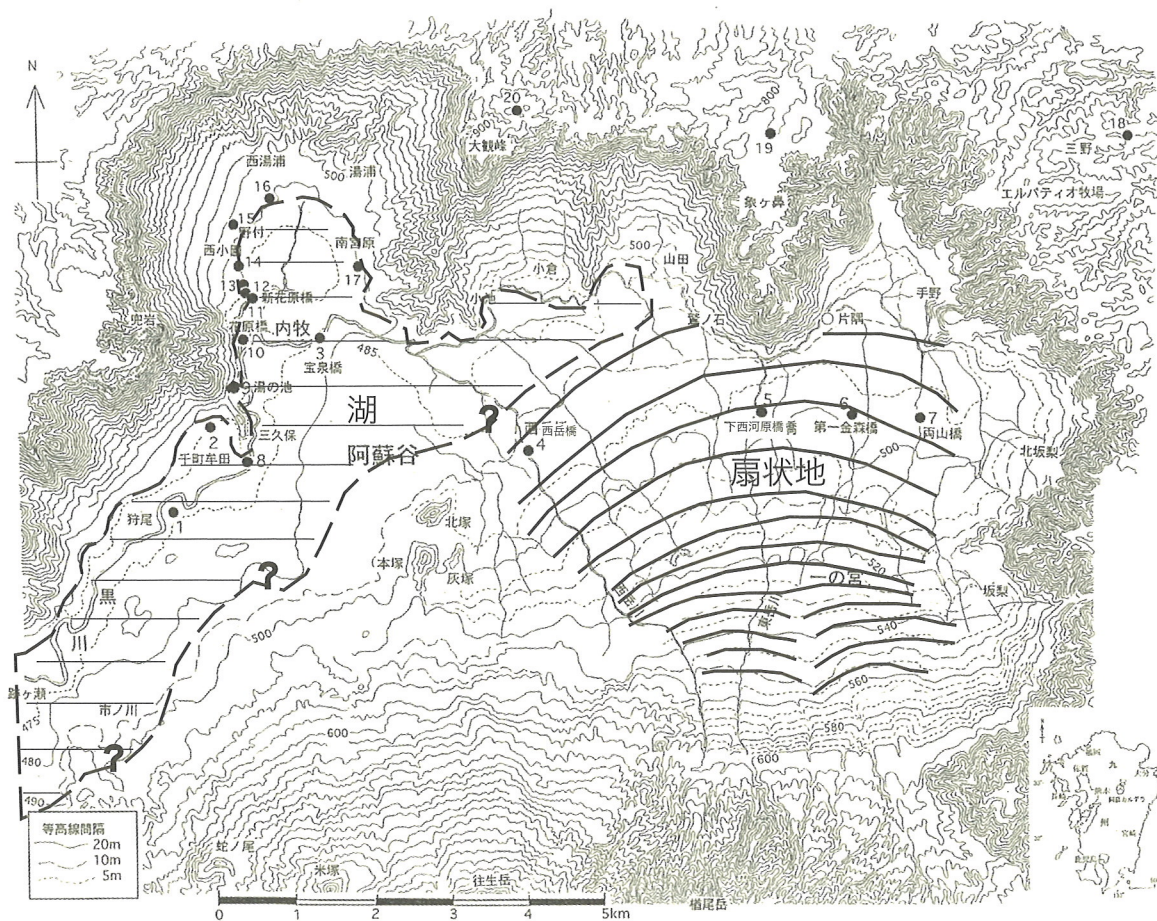


図9 阿蘇谷の約9,000年前の湖と扇状地

特に野付でのボーリングコアは深度3mで鬼界アカホヤ火山灰層を挟み、その上下は粗粒の礫質相であることから、土石流がこの地で何度も生じたことを示している。他のコアでも同様のことが認められる(図8)。ここに示した既存のボーリング資料には必ずしも鬼界アカホヤ火山灰の層準が明確には示されていないものもあるが、記載にその特徴が示されている層相を考慮し、その一部は鬼界アカホヤ火山灰層層準を推定して柱状図を対比した。なお、柱状図のいくつかには時に比較的厚い泥質層を挟むことが認められる。このような泥質層は湯浦周辺に及ぶ湾入の内側に湖水域があった時の堆積物で、その分布が指交的に認められることから、湖縁辺部での湖水域の消長を表しているともみることができる。カルデラ壁からの崩落物や土石流によって運ばれたものは一様に湖縁を埋めるものではなく、湖に向かって突出するような分布になるであろう。それらの突出部と突出部との間には見かけ上湖が湾入し、泥層を堆積させたと考えられる。

阿蘇谷の最終氷期後期以降の地形環境変遷

阿蘇谷の最終氷期後期約2.1万年前には湖はなく、

河川域であったことが推測される(岩内・長谷, 1992)。その後阿蘇谷で湖となるのは、本地域の西部で火山活動(中央火口丘群北西部の活動)が生じ、それによる溶岩の流出などで河川が堰き止められたことによると考えられる。その他、カルデラ壁の崩壊による河川流路の堰き止めの可能性も考えられるが、いずれにしても、宝泉橋ボーリングコア試料からみると泥質層の厚さはほぼ50mにも達しており、一回の堰き止めで生じた湖と考えるとかなり大きな現象が生じたことが推察される。このような大きな堰き止めの原因は火山活動域であるこの地域では、崖の崩壊などより、流路沿いでの火山活動による局所的な高まり、すなわち溶岩流の流入などによる堰き止めの現象を考える方が妥当であろう。ただし、その地域がどこであったかは今のところまだ明らかではない。

最終氷期後期以降の温暖化はこの地域でもカルデラ内での湖周辺の植生の変化として明瞭に把握されており(岩内・長谷, 1992)、降水量の増加を伴う温暖化(長谷ほか, 1996)の影響もあり、少なくとも約21,000年前以降、約8,800年前まで湖は安定して存続した(長谷・打越山, 投稿中)ものと考えられる。約

8,800年前以降,この湖は堆積と排水口の侵食により次第に水位が下がり,縮小して,やがて河川域となった.しかし,例えば黒川沿いの千町牟田や,内牧北部の南宮原には,河川主流部から外れた位置にあったために自然堤防の外側にあたり,窪地を保持してごく最近まで湿地を形成していたことが推察される.

おわりに

本論では渡辺(2001)が言及した阿蘇カルデラ内の3回の時期の異なる湖のうち,最後の湖(阿蘇谷湖)について,その実態を検討した.その結果,最終氷期後期以降の湖の形成過程やその範囲が明らかになった.なお,渡辺(2001)が阿蘇谷湖認定の根拠にした松本・藤本(1969)に示されたボーリングコアでは,この時期に相当するコアに湖の堆積物を示すものは見あたらない.ただし,このコアの深度150m付近に厚さ20m程度のシルト層の記載がある.この時期の特定はできないものの,一の宮町片隅付近に湖が形成されていた可能性がある.また,本塚の一部にはWatanabe and Katsui(1976)により“Pseudo-pillow structure”を示す溶岩の記載があり,水域に流入した比較的珪長質な溶岩が示す産状として報告された.したがって,本塚,北塚,灰塚の活動期には湖があったことが想定されていたが,本塚の噴火が4.6万年前である(松本ほか,1991)ことから,その時の湖は,本論で示した内牧を中心にした湖ではない.このことは,本論で論じた湖より前の4~5万年前にも少なくとも水域があったことになり,阿蘇カルデラにおける水域環境は一層複雑に推移したものと思われる.

本研究では阿蘇カルデラに関わる最終氷期後期以降の地質および地形の形成過程について考察したが,この研究から得られた結論に基づいて,阿蘇谷および外輪地域の細粒堆積物の珪藻分析,花粉分析をおこない,自然環境変遷が明らかにされる.さらに阿蘇カルデラ地域では約3万年前の旧石器時代およびその後の縄文時代の遺跡が多数知られていることから,明らかにされる自然環境変遷と人々との関わりがどのようであったかを生活空間利用の面で検討することが可能である.

引用文献

深井三郎(1960):飛驒山脈とその山麓地域の地形発達.地理学評論,33,247-268.

長谷義隆・岩内明子(1992):中部九州の湖成層を含む上部新生界の対比—熊本・大分地域—.熊本大学教養部紀要,自然科学編,27,69-95.

長谷義隆・岩内明子・加藤志乃(1996):熊本平野形成過程についての考察—その2 Aso-3・-4間堆積物の堆積環境—.熊本大学教養部紀要(自然科学編),31,81-91.

長谷義隆・打越山詩子・岩内明子・宮崎敬士(2003):熊本県阿蘇カルデラ阿蘇谷の最終氷期後期以降の水域環境変遷.熊本大学理学部紀要(地球科学),17,2,15-26.

星住英夫・渡辺一徳・阪口圭一・宇都浩三・小野晃司・中村 武(1997):阿蘇カルデラ内の深部ボーリングで確認された阿蘇-4火砕流堆積物.日本火山学会1997年秋季大会講演予稿集,5.

岩内明子・長谷義隆(1992):熊本平野および阿蘇カルデラ地域における最終氷期以降の植生変遷.日本花粉学会会誌,38,116-133.

熊本県(1984):地質柱状図調書—阿蘇地区—.

松本幡郎・藤本芳男(1969):阿蘇カルデラ内の注目すべきボーリングについて.火山,第2集,4,1-7.

松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳(1991):阿蘇火山岩類のK-Ar年代測定.日本火山学会1991年度秋季大会講演予稿集,73.

宮縁育夫・杉山真二・佐々木尚子(2010):阿蘇カルデラ北部,阿蘇谷千町無田ボーリングコアの植物珪酸体および微粒炭分析.地学雑誌,119,17-32

小野晃司・渡辺一徳(1983):阿蘇カルデラ.月刊地球,5,73-82.

小野晃司・渡辺一徳・駒澤正夫(1993):重力データからみた阿蘇カルデラの構造.月刊地球,15,686-690.

斉藤享治(1982):集水域の地形・地質条件による扇状地の分類.地理学評論,55,334-349.

渡辺一徳(2001):「阿蘇火山の生い立ち」地質が語る大地の鼓動.一の宮町史,自然と文化,阿蘇選書7,243p.

Watanabe, K. and Katsui, Y. (1976): Pseudo-lavas in the Aso caldera, Kyushu Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 71, 44-49.

(平成22年1月30日受理)