

阿蘇中央火口丘群西側斜面において新たに発見された
流紋岩～デイサイト質溶岩流

増田直朗*・渡辺一徳**・宮縁育夫***

(2003年6月4日受付, 2004年4月5日受理)

Rhyolite to Dacite Lava Flows Newly-discovered on the Western Slope of Aso Central Cones,
Southwestern Japan

Naoaki MASUDA*, Kazunori WATANABE** and Yasuo MIYABUCHI***

Three lava flows: Nakahono, Nagano, Otogase lava flows and Otogase debris avalanche deposit were newly discovered on the western slope of Aso central cones, southwestern Japan. The Nakahono lava is biotite rhyolite ($\text{SiO}_2=73 \text{ wt.}\%$) and is distributed on only a floor of the Otogasegawa River. Occurrence age of the Nakahono lava is older than that of ACP3 or ACP5. The Nagano lava is pyroxene dacite ($\text{SiO}_2=68 \text{ wt.}\%$) and comprises a pyroclastic cone (ca. 600 m diameter). The Otogase lava is pyroxene rhyolite ($\text{SiO}_2=73 \text{ wt.}\%$) and forms a lava plateau (ca. 1 km long and 200–300 m wide). The lava is interbedded between the Aira-Tn ash (AT, ca. 29 calka) and the Kikai Akahoya ash (K-Ah, ca. 7.3 calka). The Otogase debris avalanche deposit is possibly generated by a collapse of lava flow or dome on the vent of the Otogase lava. Based on the stratigraphic relationship with tephra deposits, the eruption age was estimated at ca. 20 calka. In the period of younger stage than approximately 30 calka, intermittent eruptions producing three rhyolite to dacite lava flows provide important information about eruptive history and magma evolution in the western part of Aso central cones.

Key words: lava, rhyolite, dacite, debris avalanche, tephra

1. はじめに

阿蘇中央火口丘群西側斜面は、流紋岩から玄武岩までさまざまな溶岩や火砕岩が分布する地質的に複雑な構造をもつ地域である(小野・渡辺, 1985)。この地域においては、最近、阿蘇火山でこれまで認定されていなかった岩屑なだれ堆積物が発見される(宮縁・他, 2003a)など、火山地質学的にも防災的にも多くの問題が存在している。

筆者らは、阿蘇中央火口丘群西部地域において詳細な現地調査を行った結果、小野・渡辺(1985)で示された沢津野溶岩の分布域で、新たな3つの溶岩流と1つの岩屑なだれ堆積物が存在することを発見した。その概要は

すでに報告済みである(増田・渡辺, 2003)が、本論ではそれら溶岩流および岩屑なだれ堆積物の分布や特徴を述べるとともに、それらの発見の意義について考察する。

2. 調査地域の地質概要

調査地域は、阿蘇中央火口丘群西側斜面の京都大学火山研究センターのある小高い丘の周辺地域である。調査地域の中央を濁川にごりがわが西流している(Fig. 1)。この付近は、地表に存在している阿蘇中央火口丘群の噴出物の中で、比較的古い溶岩が分布する地域であり、それらは「阿蘇火山地質図」(小野・渡辺, 1985)によりまとめられていた。

* 〒869-2225 熊本県阿蘇郡阿蘇町大字黒川 1266
阿蘇中学校
Aso Junior High School, Kurokawa 1266, Asomachi,
Kumamoto 869-2225, Japan.

** 〒860-8555 熊本市黒髪 2-40-1
熊本大学教育学部
Faculty of Education, Kumamoto University, Kurokami
2-40-1, Kumamoto 860-8555, Japan.

*** 〒860-0862 熊本市黒髪 4-11-16
森林総合研究所九州支所
Kyushu Research Center, Forestry and Forest
Products Research Institute, Kurokami 4-11-16,
Kumamoto 860-0862, Japan.
Corresponding author: Naoaki Masuda
e-mail: msdn_04@cocoa.ocn.ne.jp

濁川の上流域には、草千里ヶ浜火山口西縁（標高 1,140 m）から緩やかに続く斜面が広がっており、デイサイト質の草千里ヶ浜火山溶結火砕岩が下位の玄武岩質の吉岡溶岩を覆って分布する（小野・渡辺, 1985）。一方、濁川中流～下流域の立野火山口瀬付近には、下位より安山岩質の折ノ木溶岩、デイサイト質の立野溶岩、流紋岩質の高野尾羽根溶岩（渡辺, 2001）およびデイサイト質の沢津野溶岩が分布し、やや起伏に富む斜面からなっている。また、濁川沿いではそれらの溶岩以外に、最近の調査によって濁川岩屑なだれ堆積物（約 2,100 年前； ^{14}C 法による較正年代）および濁川ラハール堆積物（約 4,600 年前； ^{14}C 法による較正年代）が発見されている（宮縁・他,

2003 a）。さらに、濁川の上流域には湯の谷温泉があり、温泉変質地帯が存在している。変質地帯には、水蒸気爆発や地すべり・崩壊によって形成されたと考えられる馬蹄形地形が認められ、湯の谷温泉では 1816（文化 13）年に水蒸気爆発による災害が発生している（池辺・藤岡, 2001）。

濁川本流とその支流である乙ヶ瀬川の合流点の長陽村の乙ヶ瀬集落を中心とする半径約 500 m の地域は、馬蹄形、あるいは凹地状の地形を呈している（Fig. 1）。凹地については、阿蘇火山の地形地質に関する最も古い研究の一つである本間・迎（1938）は、その地形を「乙ヶ瀬凹地」と呼んで注目し、その成因が陥没または火口地形

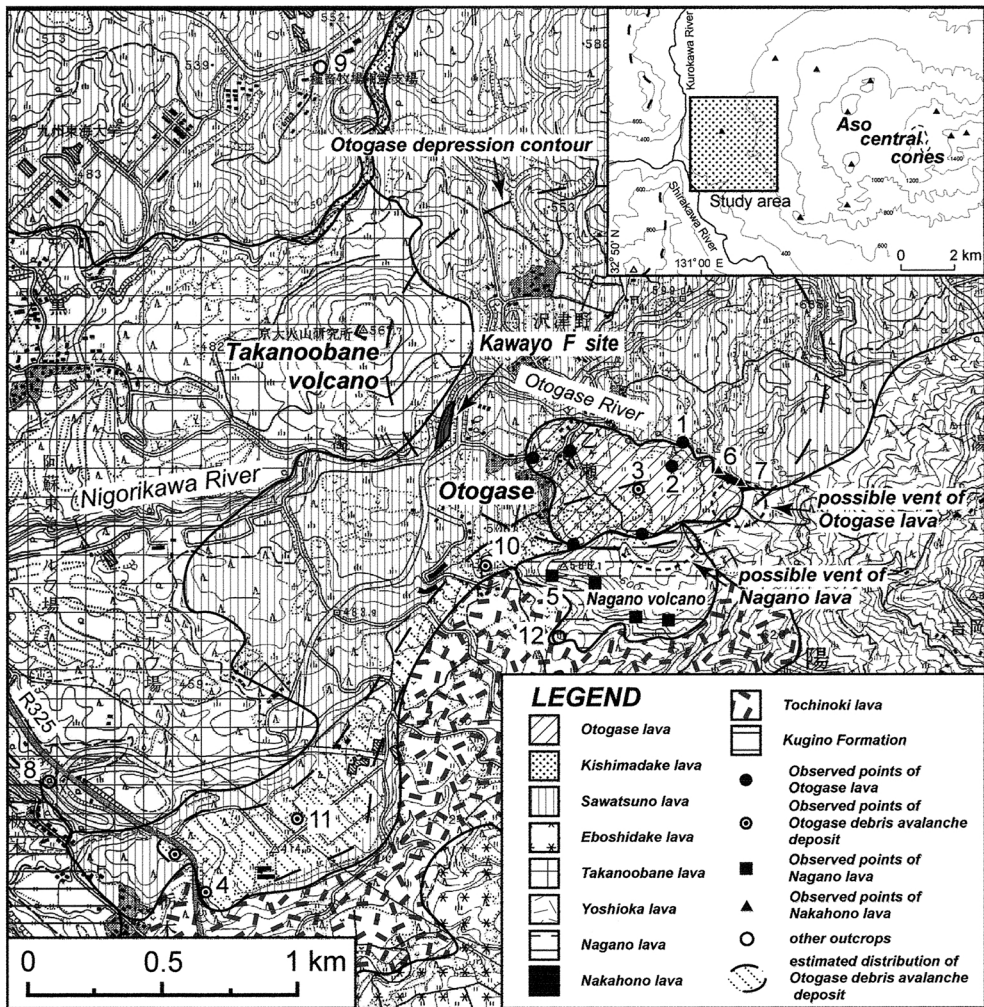


Fig. 1. Geologic map of the study area showing localities of the stratigraphic sections. Base map is referred from 1: 25,000 topographic map “Asosan” and “Tateno” published by the Geographical Survey Institute. Contour interval is 10 m.

の可能性を指摘している。また、村上 (1979) および平塚 (1981) は、乙ヶ瀬凹地付近に乙ヶ瀬溶岩が、平塚 (1981) は長野付近に長野-1 溶岩がそれぞれ分布するとしたが、これらの溶岩については、岩相、分布、層序などその実態は不明確であった。そのため、阿蘇火山地質図 (小野・渡辺, 1985) では、乙ヶ瀬凹地とそれに近接する斜面には、 27 ± 6 ka の K-Ar 年代 (松本・他, 1991) を示すデイサイト質の沢津野溶岩が分布するとされていた。しかしながら、詳細な調査を行った結果、一部の地域に沢津野溶岩とは異なる流紋岩～デイサイト質の溶岩と岩屑なだれ堆積物が存在することが判明した (Fig. 1)。それらの層序関係については、Fig. 2 に示した。

3. 溶岩流および堆積物の記載

本論で述べる3つの溶岩流については、2003年2月15日の日本地質学会西日本支部の例会 (増田・渡辺,

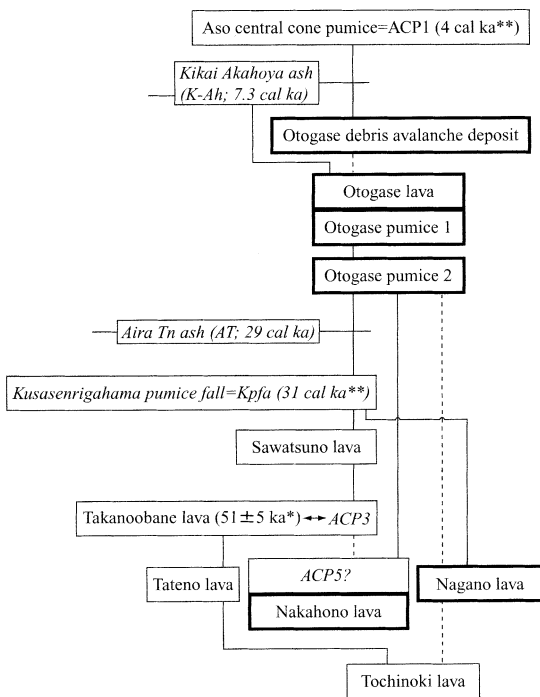


Fig. 2. Diagram showing stratigraphic relationships of lava flows and tephra layers distributed on the western slope of Aso central cones. Vertical tielines show relationships confirmed at outcrops. Broken tielines show estimated relationship. All ages (cal ka) in this figure are calibrated ^{14}C ages except for Takanooabane lava (K-Ar age). Thin frame: previous works. Bold frame: this study. *Matsumoto *et al.* (1991) **Miyabuchi *et al.* (2003 b)

2003) で乙ヶ瀬川溶岩・長野溶岩・乙ヶ瀬溶岩と命名したものであるが、今回論文化するにあたり、溶岩名については、乙ヶ瀬川溶岩を中野野溶岩と改称し、それぞれを「新称」あるいは「再定義」として取り扱う。以下にそれぞれの特徴を記載する。

3-1 中野野溶岩 (新称)

乙ヶ瀬川の上流部の河床 (標高 600~610 m) で発見された、単斜輝石黒雲母流紋岩を中野野溶岩と呼ぶ。本溶岩が確認されたのは2つの地点のみであり、ともに乙ヶ瀬川の河床に露出している (Fig. 1)。この溶岩の名称については増田・渡辺 (2003) が「乙ヶ瀬川溶岩」としたものであるが、乙ヶ瀬溶岩の名称との混乱を避けるために、露出地点の小字名をとって、中野野溶岩と改めた。

厚さは5 m以上あると思われるが、溶岩の下限が見えないので、正確な厚さは不明である。斑晶鉱物として、径1.5 mm以下の斜長石 (約5%; 全岩に占める含有量、以下同じ) のほかに、径1.2 mm以下の黒雲母 (約3%) を含む。ごく少量 (1%以下) の単斜輝石の微斑晶を含んでいる。蛍光 X線分析によると、この溶岩1試料の分析結果は、 SiO_2 が約73 wt.%の流紋岩の組成を示した (Table 1)。

この溶岩は灰白色～暗灰色を呈しており、一見、高野尾羽根溶岩 (渡辺, 2001) の脱ガラス化の進んだ部分と似ている。しかしながら、中野野溶岩が発見された露頭は、高野尾羽根溶岩の噴出中心である高野尾羽根 (京大火山センターのある丘) よりおよそ1 kmも東方で、標高も高く、地形的にも明らかに異なるので、高野尾羽根溶岩とは異なる別の溶岩流とした。

3-2 長野溶岩 (新称)

本間・迎 (1938) が、乙ヶ瀬付近で「乙ヶ瀬凹地」と呼んだ地形の南縁部は、北側に開いた火口の名残りと思われる地形 (標高620 m) をもつ火砕丘または、小型の成層火山状の地形を呈している。さらに斜面の侵食の程度が、周辺とやや異なることから、小型の火山体と考えられる。この火山体の内部構造は不明であるが、南西～南斜面において、従来報告されていた沢津野溶岩 (小野・渡辺, 1985) と異なる、塊状の溶岩の存在を確認した。これらのことより、先述した周辺から突出する独立した地形は、これまでに報告されていない独立した火山によりつくられていると判断される。火山体の名称は、地形図上に振られた大字の「長野」の地名を取って、長野火山と呼ぶ。また、本火山を構成する溶岩を、長野溶岩と定義する (Fig. 1)。

長野溶岩は、斑晶として、径2.5 mm以下の斜長石 (約10%)、径1.2 mmの単斜輝石 (約1~2%)、0.6 mm以下の斜方輝石 (1%以下) および不透明鉱物 (約3%) を含む。

石基部分には、沢津野溶岩に見られるような径0.3 mm以下の針状の斜長石は少ない。長野溶岩1試料の蛍光X線分析結果は、SiO₂が約68 wt.%のデイサイトの組成を示した (Table 1)。長野溶岩は、肉眼観察においても、乙ヶ瀬溶岩とは明瞭に区分でき、沢津野溶岩よりやや白っぽい色調を示す。

3-3 乙ヶ瀬溶岩 (再定義) と乙ヶ瀬岩屑なだれ堆積物 (新称)

1) 乙ヶ瀬溶岩 (再定義)

乙ヶ瀬川南側の台地状地形 (標高約550~600 m, 幅約200~300 m) を形成する、単斜輝石斜方輝石流紋岩を乙ヶ瀬溶岩と呼ぶ。

標高約550~600 mの乙ヶ瀬川の左岸は、高さ10~20 m程度の急崖をなしており、その崖には黒色でガラス光沢の著しいガラス質溶岩 (黒曜岩) が連続的に露出している。このガラス質溶岩は、地元では“光 (ヒカリ) 石”と呼ばれて知られていた。しかし、本間・迎 (1938) や小野・渡辺 (1985) など、これまでの地質学的研究では記載されていなかった。ただし、村上 (1979) および平塚

(1981) は、乙ヶ瀬付近に流紋岩溶岩が存在することを認めており、彼らの乙ヶ瀬溶岩は、本報で述べる乙ヶ瀬溶岩の一部と考えられる。したがって、本報で改めて、再定義して乙ヶ瀬溶岩の名を使用する。

この溶岩は黒色を呈しており、模式露頭である地点-1 (Fig. 1) での層厚は約11 mである。先述したようにきわめてガラス質であり、一見、高野尾羽根溶岩のガラス質部に似た塊状の溶岩の岩相を呈する。鏡下では、斑晶鉱物として径1.7 mm以下の斜長石 (約5~7%) とごく少量 (1%以下) で径0.2 mm以下の斜方輝石、単斜輝石と不透明鉱物が認められる。斑晶の大きさは、沢津野溶岩の斑晶 (径2.1 mm以下の斜長石: 約7~10%, 径1.0 mm以下の斜方輝石: 約1%と径0.3 mm以下の単斜輝石: 1%以下) より小さい。石基はガラス質であるが、針状を呈する径0.02 mm前後の微晶が配列することで、流紋岩に特徴的な流理を形成する。この溶岩1試料の蛍光X線分析結果は、SiO₂が約73 wt.%の流紋岩の組成を示した (Table 1)。

また、後述するように、地点-1において乙ヶ瀬溶岩直

Table 1. Whole-rock chemical compositions of lavas and pumice on the western slope of Aso central cones.

Sample	Otogase debris avalanche	Otogase debris avalanche	Otogase debris avalanche ₁	Otogase debris avalanche ₂	Otogase debris avalanche ₁ *	Otogase debris avalanche ₂ *	Otogase debris avalanche	Otogase debris avalanche (pumice)	Otogase debris avalanche (pumice)
Sample site	4	4	4	10	4	10	4	4	10
SiO ₂	70.55	69.80	73.08	72.90	68.24	64.22	61.63	71.75	71.32
TiO ₂	0.53	0.54	0.38	0.39	0.59	0.77	0.85	0.40	0.44
Al ₂ O ₃	14.02	14.45	13.89	14.04	14.64	15.57	15.88	14.84	15.25
Fe ₂ O ₃	3.51	3.47	2.00	2.02	4.19	5.96	7.02	2.22	2.43
MnO	0.07	0.07	0.05	0.05	0.08	0.11	0.12	0.05	0.05
MgO	1.01	0.95	0.39	0.38	1.34	2.15	2.62	0.54	0.57
CaO	1.94	2.49	1.41	1.46	3.03	4.34	5.36	1.65	1.80
Na ₂ O	3.05	3.10	3.08	3.06	3.05	2.96	2.98	3.00	2.92
K ₂ O	5.28	5.06	5.69	5.67	4.75	3.82	3.38	5.51	5.17
P ₂ O ₅	0.05	0.07	0.02	0.02	0.08	0.10	0.16	0.03	0.04

Sample	Otogase lava	Otogase pumice 1	Otogase pumice 1	Otogase pumice 2	Sawatsuno lava	Takanoobane lava	Nagano lava	Nakahono lava
Sample site	1	1	1	1	9	8	5	7
SiO ₂	73.43	73.48	73.11	72.39	67.18	72.55	68.18	72.67
TiO ₂	0.37	0.36	0.36	0.39	0.75	0.41	0.73	0.42
Al ₂ O ₃	13.76	13.99	14.23	14.87	16.10	14.64	15.34	14.75
Fe ₂ O ₃	1.98	1.78	1.83	1.94	3.87	1.83	3.81	1.90
MnO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.12	0.07	0.11	0.09
MgO	0.37	0.32	0.32	0.34	0.98	0.30	1.03	0.24
CaO	1.26	1.24	1.29	1.38	2.88	1.05	2.54	0.94
Na ₂ O	3.11	3.03	3.07	3.01	4.28	4.20	4.03	4.12
K ₂ O	5.66	5.74	5.70	5.59	3.70	4.93	4.12	4.85
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.05	0.03	0.14	0.02	0.11	0.01

Note: values are recalculated for totals as 100 wt.%

Numbers with sample name are added to the hybrid rock (The same number shows the same rock).

*: slightly devitrified lava

下には、白色の軽石と火山灰層の互層が狭在する (Figs. 3, 4). この軽石と火山灰層の互層は、中央火口丘群西側において指標テフラとなる可能性があることから、一括して乙ヶ瀬軽石 (略称: OtP) と呼ぶこととする. なお上位の軽石層を乙ヶ瀬第1軽石 (略称: OtP1), 埋没土壌を挟み、下位の軽石層を乙ヶ瀬第2軽石 (略称: OtP2) とする. 両者とも、軽石中の有色鉱物として、斜方輝石、単斜輝石と不透明鉱物が認められた. 軽石3試料の分析値は、 SiO_2 が約 73 wt.% で (Table 1), 乙ヶ瀬軽石は、乙ヶ瀬溶岩と斑晶組み合わせ、全岩化学組成などが似ている. 乙ヶ瀬第1軽石は、溶岩との間に明瞭な時間間隙を示す堆積物が認められないことから、両者が一連の噴火活動により噴出したものと考えられる.

2) 乙ヶ瀬岩屑なだれ堆積物 (新称)

乙ヶ瀬集落から栃木付近にかけて分布する、角礫と少量の軽石および基質からなる不均質な堆積物を、乙ヶ瀬岩屑なだれ堆積物と呼ぶ.

国道 325 号沿いの地点-4 には、層厚約 5 m の岩屑堆積物が認められ、末端崖を形成している (Fig. 5). その堆積物中の角礫は、ガラス質の乙ヶ瀬溶岩の角礫、やや脱

ガラス化した溶岩の角礫と軽石から構成される. 堆積物は、礫支持 (clast support) 構造を示す部分 (Fig. 5) と、後述の基質に富む基質支持 (matrix support) 構造を示す. なお本調査では、岩屑なだれの通過域に分布すると思われる長野溶岩、吉岡溶岩および沢津野溶岩などの礫は堆積物中に認められなかった.

角礫の最大長径 (ML; 各露頭における最大の岩石3個の長径平均値) は 80 cm で、軽石の最大長径 (MP; 同様に最大軽石3個の長径平均値) は 25 cm, 比重は約 0.7-1.6 までの幅があるが、軽石6個の平均は約 1.2 であった. 基質は、黄橙色の粗粒砂サイズの軽石または溶岩の破片で構成される.

地点-4, -10 (Fig. 1) の岩屑堆積物中の岩塊には、ガラス質溶岩 (流紋岩) が、やや脱ガラス化した溶岩 (デイサイト) に取り込まれた縞状構造を呈するものがある. ガラス質溶岩の部分は、乙ヶ瀬溶岩と同質である. 脱ガラス化した溶岩は、黒色で斜長石斑晶が多く見られる. 鏡下では、斑晶鉱物として径 3.5 mm 以下の斜長石 (約 7-10%), 径 1.2 mm 以下の斜方輝石 (約 1-2%), 径 2.2 mm 以下の単斜輝石 (約 3%) と不透明鉱物 (約 1%) を含む. 石基全体は褐色で、針状の径 0.1 mm 以下の斜長石と輝石の微晶が散在している. 他にも微晶サイズなどは同様でも、石基部が若干ガラス質になり全体が透明になるものがある.

ガラス質の角礫2試料の分析値は、 SiO_2 が約 70-71 wt.% で、やや脱ガラス化した溶岩1試料の分析値は、 SiO_2 が約 62 wt.% であった. 岩質および全岩化学組成から、ガラス質の角礫は、乙ヶ瀬溶岩を起源とすると考えられる. また、この岩屑なだれ堆積物に含まれる軽石1試料の分析値は、 SiO_2 が約 72 wt.% と乙ヶ瀬溶岩や乙ヶ瀬軽石とほぼ同じ値を示し、この軽石は乙ヶ瀬溶岩噴出前の軽石噴火に伴う軽石、あるいは乙ヶ瀬溶岩の発泡した部分と考えられる (Table 1). 地点-4 の縞状構造を呈する岩塊1試料のガラス質部分の分析値は SiO_2 が約 73 wt.%, やや脱ガラス化した部分は SiO_2 が約 68 wt.% で、地点-10 の同様 (1試料) のガラス質部分の分析値は SiO_2 が約 73 wt.%, やや脱ガラス化した部分は SiO_2 が約 64 wt.% であった (Table 1). 斑晶鉱物および全岩化学組成から、ガラス質部分は、乙ヶ瀬溶岩と酷似している.

岩屑なだれに特徴的であるとされるジグソー構造 (Ui, 1983; Ui *et al.*, 1986 など) については、堆積物の露頭の状態が悪く、明瞭なものは見当たらない. また、岩塊の急冷縁や冷却割れ目、および未固結の取り込み土壌片なども見られない. しかし、同様に岩屑なだれ堆積物の特徴の一つである流れ山地形が、少なくとも大小4ヶ所で認められる (Figs. 1, 6). 露出の良い地点-10 の岩屑

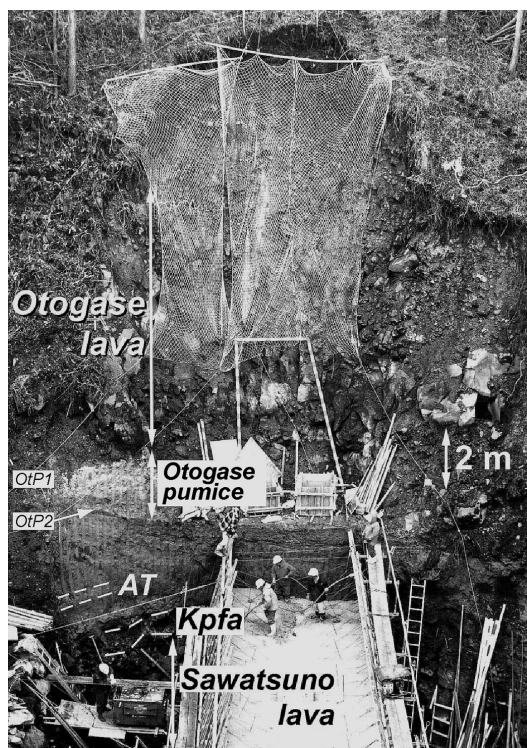


Fig. 3. Photograph of a stratigraphic section at site-1. OtP1: Otogase pumice 1, OtP2: Otogase pumice 2, Kpfa: Kusasenrigahama pumice fall.

なだれ堆積物は、比高約 20 m、径約 35 m の流れ山地形を形成しており、岩相、化学分析値などから地点-4 と同じ岩屑なだれ堆積物とみられる。このような流れ山と考えられる地形が存在することなどから、一連の堆積物は岩屑なだれの可能性が高いと判断した。

4. 新たに発見された溶岩と他の噴出物との層序関係

今回発見された溶岩と他の溶岩やテフラとの層序関係が観察された露頭の柱状図を Fig. 4 に示した。なお以下では、とくに断らない限り、 ^{14}C 年代でなく、暦年較正

年代 (単位 cal ka) を用いて議論する。

まず、中方野溶岩とテフラ層の関係について述べる。地点-6 では中方野溶岩 (層厚約 2 m) の直上に、斑晶鉱物として黒雲母を含む軽石層 (層厚 44 cm, MP: 4.0 cm) が存在し、さらにその軽石層にはぶい黄橙色のシルト～細粒砂質の火山灰層 (層厚 > 30 cm) に覆われている (Fig. 4)。溶岩とこれらのテフラの間に、明瞭な時間間隙を示す堆積物が認められないことから、これらの軽石層と火山灰層は、溶岩流と一連の噴火により形成されたものと考えられる。さらに、これらの中方野溶岩を含む一

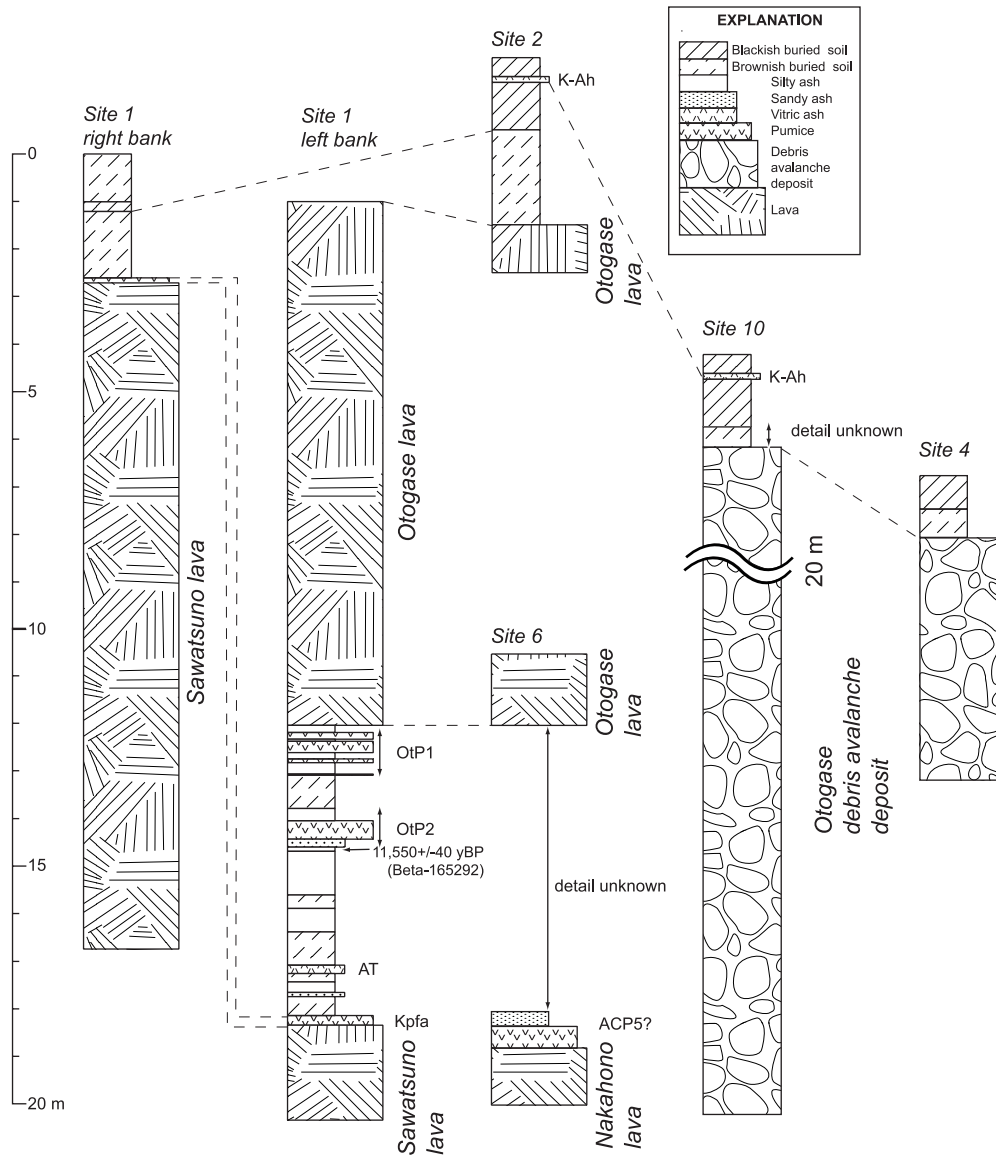


Fig. 4. Stratigraphic sections of Nakahono, Nagano, Otagase lavas and Otagase debris avalanche deposit showing stratigraphic relationships with Sawatsuno lava and tephra deposits. See Fig. 1 for localities.

連の噴出物の上位 6 m には乙ヶ瀬溶岩が確認できた。

軽石層を基に、中方野溶岩の層序について検討する。阿蘇中央火口丘を起源とする黒雲母斑晶を含む軽石層として、上位より阿蘇中央火口丘第 1 軽石 (ACP1)、同第 3 軽石 (ACP3) および同第 5 軽石 (ACP5) の存在が報告されている (高田, 1989; 宮緑・他, 2003b)。このうち、ACP1 は鬼界アカホヤ火山灰 (長友・庄子, 1977; 町田・新井, 1978; 2003; 略称 K-Ah) より上位の完新世のテフラである。また ACP3 は、鈹物組成と他のテフラとの層序関係から、高野尾羽根溶岩に対比されるものとされている (宮緑・他, 2003b)。中方野溶岩直上の軽石層の層相は、ACP3 または ACP5 に類似するが、明確な同定は行えなかった。

長野溶岩については、溶岩の上位・下位にある堆積物を直接観察することができないが、地点-12 で草千里ヶ浜軽石が確認されている。沢津野溶岩は、ほとんど時間間隙なしに草千里ヶ浜軽石に覆われることが報告されている (渡辺, 2001)。ここでは、草千里ヶ浜軽石の直下には、沢津野溶岩は存在せず、黒ボク土層を挟んで火山灰層が連続しており、長野溶岩は沢津野溶岩より古いものと判断できる。また、長野溶岩が構成する長野火山の北側が乙ヶ瀬溶岩に埋め立てられていることから、乙ヶ瀬溶岩よりは古いことは確実である。さらに、長野火山南側の谷底には栃ノ木溶岩が分布することから、長野溶岩は栃ノ木溶岩より新しいと考えられる。これらを総合すると長野溶岩は、栃ノ木溶岩と沢津野溶岩間に噴出したことになる。

上記のような長野溶岩の層序関係、斑晶組み合わせ、斑晶量、全岩化学組成などは、立野火口瀬に露出する立野溶岩と酷似している。このことから長野溶岩は、立野

溶岩 (小野・渡辺, 1985) と対比される可能性がある。

つぎに、乙ヶ瀬溶岩とテフラとの関係について述べる。模式露頭である地点-1 では、溶岩の約 5 m 下位に広域テフラである始良 Tn 火山灰 (町田・新井, 1976; 2003; 略称 AT) が発見された。この層は、層厚 18 cm で、にぶい黄橙色 (10YR6/4; マンセル方式の土色帖による色調) を呈する、ガラス質火山灰層である。また、AT の 0.9 m 下位には草千里ヶ浜降下軽石 (渡辺・他, 1982; 略称 Kpfa) が認められる。さらにその直下には沢津野溶岩 (小野・渡辺, 1985) が認められた (Fig. 3)。

地点-1 の南方約 100 m の台地上に位置する地点-2 では、乙ヶ瀬溶岩上位の堆積物が観察できた。溶岩の上位約 2 m は褐色を呈する火山灰層および土壌層であり、黒ボク土層に覆われている (Fig. 4)。黒ボク土層中には、橙色 (7.5YR6/8) を呈する層厚 12 cm の K-Ah が狭在し



Fig. 5. An outcrop of Otogase debris avalanche deposit at site-4.

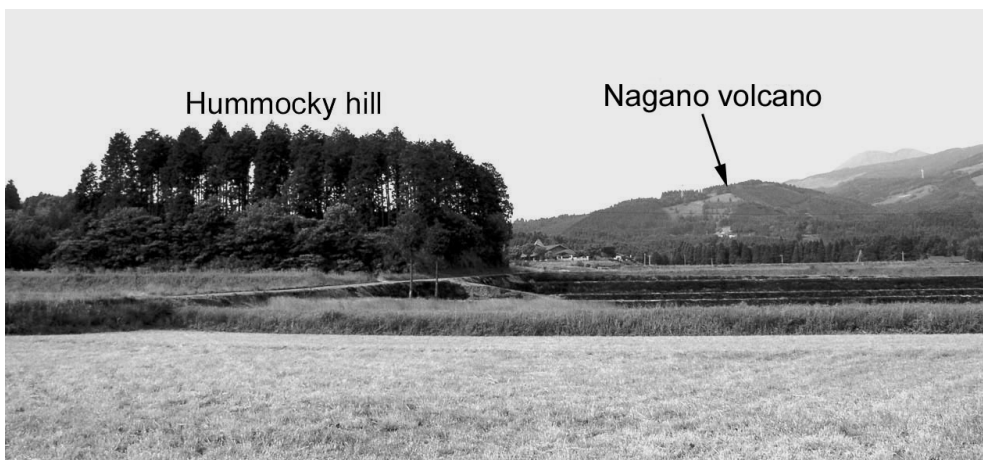


Fig. 6. Photograph of a hummocky hill (approximately 3 m high, 30 m across) at site-11.

ている。

なお、ATとK-Ahの同定については、それぞれ地点-1、地点-2でATとK-Ahの試料を採取し、通常の浸液法により火山ガラスと斜方輝石の屈折率の測定を行った。屈折率の測定結果は、地点-1のATの火山ガラスが1.500-1.502、斜方輝石が1.726-1.731であった。地点-2のK-Ahの測定結果は、火山ガラスが1.506-1.514、斜方輝石が1.708-1.711であった。これらの測定結果は、町田・新井(2003)が示す標準値にほぼ一致することが確認された(Fig. 7)。

このように、乙ヶ瀬溶岩はAT(約29 cal ka; 奥野, 2002: 26-29 cal ka; 町田・新井, 2003)とK-Ah(約7.3 cal ka; 福沢, 1995; 奥野, 2002)間に狭在することが明らかであるが、さらに詳細な年代を得るために ^{14}C による年代測定を実施した。

地点-1において乙ヶ瀬溶岩は、直接、淘汰の悪いMP 7 cmの乙ヶ瀬第1軽石層(OtP1)を覆うが、その下位には一部埋没土壌と思われる粘土質の堆積物を狭在する火山灰層互層を挟んで、乙ヶ瀬第2軽石層(OtP2)が存在する。

乙ヶ瀬第2軽石の直下(乙ヶ瀬溶岩の下位約2.6 m)に

存在する褐色(10YR4/4)土壌層から、土壌試料を採取し、 ^{14}C 年代測定を行った。測定は米国Beta Analytic社に依頼し、加速器質量分析(AMS)法によって実施した。その結果、採取した土壌試料の補正 ^{14}C 年代は、11,550±40年BP(Beta-165292)であった。この年代を暦年代校正(Stuiver *et al.*, 1998; Talma and Vogel, 1993)すると、約13.5 cal kaとなる(Table 2)。

阿蘇火山とその周辺域に普遍的に存在する黒ボク土層基底部の年代として、約11,000年BP(校正年代約13 cal ka)が得られている(山田・他, 1997)。このことは、調査地域内に位置する河陽F遺跡の発掘調査でも確認された(岡本, 2003)。乙ヶ瀬溶岩は、黒ボク土層基底部よりも約2 m下位にあるので、今回得られた ^{14}C 年代は、黒ボク土層基底部の年代(13 cal ka)と比較すると、やや若い値が得られていると判断される。これについては採取した土壌が地下水等の影響で汚染された可能性も考えられる。

乙ヶ瀬溶岩を含む一連の噴火堆積物は、ATの約3 m上位に存在する。ATとKpfa間の火山灰土壌層の層厚は約1 mあるが、その噴出時間の間隙は2,000~3,000年と推定される。火山灰質土壌層の堆積速度を一定と仮定して上位へ外挿すると、OtP2の噴出年代はATより6,000~9,000年程度若いと考えられ、その噴出年代は約17~23 cal ka前後と見積ることができる。さらにOtP2上位約1 mには、OtP1があり、上記の手法でOtP1の年代を見積ると21 kaより新しく、14~21 cal kaと推定される。火山灰質土壌層の厚さから推定する方法の精度を考慮して、乙ヶ瀬溶岩とOtP1の噴出年代は20 cal ka前後と推定した。

乙ヶ瀬岩屑なだれ堆積物は、地点-10においてはK-Ahを含む黒ボク土層に覆われている。しかし、岩屑な

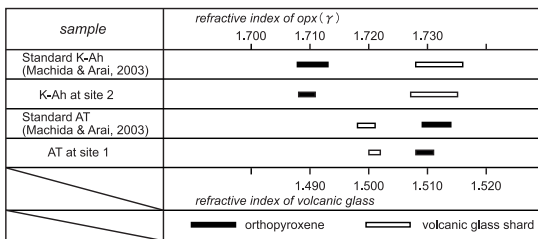


Fig. 7. Refractive index of volcanic glass and orthopyroxene (opx) of Kikai Akahoya ash (K-Ah) and Aira Tn ash (AT).

Table 2. Result of AMS ^{14}C dating for a buried soil just below a pumice bed underlying the Otogase lava at site 1.

^{14}C age* (yrs BP)	$\delta^{13}\text{C}$ ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio)	Conventional ^{14}C age** (yrs BP)	Lab code	Calibrated result*** (2 σ : 95% probability)
11,510 ± 40	-22.3	11,550 ± 40	Beta- 165292	13,810 - 13,640 cal BP
				13,540 - 13,400 cal BP
				13,360 - 13,330 cal BP

* ^{14}C ages were analyzed based on the Libby's ^{14}C half life of 5,568 years.

** Conventional ^{14}C ages were calculated using $\delta^{13}\text{C}$ values.

***Using the program (Talma and Vogel, 1993) based on calibration data sets (Stuiver *et al.*, 1998).

だれ堆積物と K-Ah 間の堆積物は、露出が悪く詳細を観察することができない。地点-4 で岩屑なだれ堆積物の上位に、表層の黒ボク土層とほぼ同じ厚さ（層厚 1 m 弱）の褐色シルト質火山灰層が認められる。地点-10 では、岩屑なだれ堆積物直上の堆積物について、詳細は不明であるが、K-Ah を挟む黒ボク土とその下位の褐色火山灰質土壌が載る。この岩屑なだれ堆積物上位の火山灰質土壌が載る。この岩屑なだれ堆積物上位の火山灰層は、地点-2 で認められた乙ヶ瀬溶岩の層序関係と同様である。このことから、岩屑なだれ堆積物が乙ヶ瀬溶岩の活動と同時期または比較的近い時期に形成されたものと考えられることができる (Fig. 4)。

5. 溶岩流の噴出源および岩屑なだれの発生源について

今回発見された3つの溶岩流の噴出位置および岩屑なだれの発生源について考察した。

1) 中方野溶岩

中方野溶岩については、観察できる地点が極めて限られているため、その噴出源の推定には至らなかった。しかし、今回確認された溶岩の分布域が西側に傾く斜面の途中にあることから、さらに東方である可能性が高い。

2) 長野溶岩

長野溶岩は、先述したように長陽村長野にある「長野火山」を構成している。しかも、この長野火山は、周囲から独立した火山地形を残している。岩石の分布から、その噴出源はこの火山である可能性が高い。

3) 乙ヶ瀬溶岩

乙ヶ瀬集落周辺には、西側に開いた直径約 500 m の凹地が認められる (Fig. 1)。乙ヶ瀬溶岩の分布域のうち最も標高が高い場所は、乙ヶ瀬川沿いの標高 620 m 付近である。この凹地の東縁には、より噴出時代が古い吉岡溶岩 (小野・渡辺, 1985) が地表に露出している。これらのことから、乙ヶ瀬溶岩は凹地の東部地域 (標高約 620 m 付近) から凹地を埋積するように西方に流下したと考えることができる。

また地形に注目すると、吉岡溶岩分布域の西側斜面にあたる標高 610～650 m 付近には、やや西側に開いた地形が認められ、埋積された火口と考えられる。また、この地形は、噴出中心付近の崩壊によって生じた可能性もある (後述)。分布からみて、乙ヶ瀬溶岩の噴出源は標高 610～650 m 付近以外には考えにくい。

4) 乙ヶ瀬岩屑なだれ堆積物

4章で示したように、テフラ層序によると、乙ヶ瀬溶岩と乙ヶ瀬岩屑なだれ堆積物は、ほぼ同一層準にあると考えられるが、現地表に流れ山地形が認められることや分布から、乙ヶ瀬岩屑なだれの方が上位にあると考えられる。

また、乙ヶ瀬岩屑なだれ堆積物の岩相および推定分布域 (Fig. 1) からは、乙ヶ瀬溶岩の推定噴出地点付近で形成された溶岩または溶岩ドームが西側へ向かって崩壊した可能性が指摘できる。なお、岩屑なだれ堆積物中の縞状構造を示す部分の岩相および組成に幅がある (前述) ことは、乙ヶ瀬溶岩を流した活動の後半において、斑晶に富むデイサイトと乙ヶ瀬溶岩とが、火道あるいはマグマだまりで混合し、その溶岩を噴出したことを示唆する。また崩壊地形が不明確なことから、山体成長中に崩壊が生じた可能性が高い。しかし堆積物が高温であったとの証拠はこれまでのところ認められておらず、前述の流れ山地形の存在とあわせて、岩屑なだれが生じたと考えられる。

6. 今回の溶岩流および岩屑なだれ堆積物発見の意義

新たに発見された溶岩を含む阿蘇中央火口丘群西側斜面における溶岩流とテフラの層序関係を整理すると、Fig. 2 のようになる。調査地域では立野溶岩、高野尾羽根溶岩、沢津野溶岩、草千里ヶ浜火砕岩といったデイサイト～流紋岩質溶岩および火砕岩が認められる (小野・渡辺, 1985; 渡辺, 2001)。乙ヶ瀬溶岩は、両輝石流紋岩質マグマの活動によって、軽石 (OtP1) の噴火活動に引き続き噴出したと考えられる。その噴火年代は、層序関係から約 20 cal ka 前後と判断される (前述)。しかも、噴火活動の末期には、溶岩流の一部が崩壊し、岩屑なだれが発生した可能性が高い。

今回の乙ヶ瀬溶岩および乙ヶ瀬軽石の発見は、約 31 ka の草千里ヶ浜の噴火 (宮緑・他, 2003 b) よりも有意に新しい時代に、約 4 cal ka (宮緑・渡辺, 1997) の阿蘇中央火口丘第 1 軽石 (高田, 1989; 略称 ACP1) 以外にも流紋岩質マグマの噴火が起こっていたことを示している。

阿蘇火山では約 29 cal ka (奥野, 2002) の AT 火山灰堆積以降、玄武岩から安山岩質の中岳の活動が中心になっていると考えられていた (宮緑・他, 2003 b)。しかし、ほぼ同時期に阿蘇中央火口丘群の西部では、流紋岩質の溶岩と、それに伴う軽石噴火が発生していたことになる。このように中央火口丘群の噴出中心からはずれた地点で、流紋岩～デイサイト質の噴火が間欠的に起こっていたという事実は、カルデラ火山である阿蘇火山の噴火活動史、およびマグマ発達史を解明する上で、重要な問題を提起している。

7. ま と め

阿蘇中央火口丘群西側斜面において、新たに3つの溶岩流と1つの岩屑なだれ堆積物が発見された。

中方野溶岩は黒雲母流紋岩 ($\text{SiO}_2=73 \text{ wt.}\%$) で乙ヶ瀬川河床の狭い範囲で分布が確認された。中方野溶岩上位の黒雲母を含む軽石層は、ACP3 または ACP5 に類似する。

乙ヶ瀬凹地の南縁 (大字長野) の丘は、阿蘇火山中央火口丘群の西側斜面に形成された小型の火山体と推定され、新たに長野火山と呼ぶ。その山体の表層部分には、少なくとも 1 枚の斜方輝石単斜輝石デイスイト ($\text{SiO}_2=68 \text{ wt.}\%$) 溶岩 (長野溶岩) が分布する。

乙ヶ瀬溶岩は、乙ヶ瀬凹地南部を埋積する斜方輝石単斜輝石流紋岩 ($\text{SiO}_2=73 \text{ wt.}\%$) で、噴出源は分布上流端の標高 620~650 m 付近と考えられる。テフラとの層序関係から乙ヶ瀬溶岩の推定噴出年代は 20 cal ka 前後である。乙ヶ瀬溶岩の噴出時に一部が崩壊し、乙ヶ瀬岩屑なだれ堆積物として、乙ヶ瀬地域から南西方向へ水平距離約 3 km の国道 325 号線付近まで流れ下った。

これらの溶岩の発見によって、阿蘇中央火口丘群西側斜面では、流紋岩質やデイスイト質溶岩を流出する噴火が繰り返して起こっていたことが明らかとなり、このことは火山体の発達史やマグマ進化を考える上で重要な事実である。

謝 辞

蛍光 X 線分析を行うにあたっては農業・生物系特定産業技術研究機構九州沖縄農業研究センターの久保寺秀夫氏にお世話になった。また、熊本県文化課の宮崎敬士氏には年代測定を行う際に便宜をはかっていただいた。査読者の星住英夫氏と宝田晋治氏、および編集委員の伊藤順一氏には、重要な多くのコメントをいただき、それらは本論の改稿にあたり、たいへん有益であった。以上の方々には心から感謝いたします。

引用文献

平塚勝一 (1981) 阿蘇カルデラ南西部の地質学的研究。昭和 55 年度科学教育研究生研究報告, 20 p.
本間不二男・迎三千壽 (1938) 阿蘇中央火口丘群地質構造概報。火山, 4, 168-181.
福沢仁之 (1995) 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物。第四紀研究, 34, 135-149.
池辺伸一郎・藤岡美寿夫 (2001) 文化十三年 (1816) の阿蘇「湯の谷大変」—古文書・絵図資料による水蒸気爆発記録—。火山, 46, 147-163.
町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義。科学, 46, 339-347.
町田 洋・新井房夫 (1978) 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ—アカホヤ火山灰。第四紀研究, 17, 143-163.

町田 洋・新井房夫 (2003) 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, 336 p.
増田直朗・渡辺一徳 (2003) 阿蘇火山中央火口丘群の 3 つの新しい溶岩流について。日本地質学会西日本支部会報, no. 122, 19.
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—火山層序との整合性と火砕流試料への適応—。日本火山学会 1991 年度秋季大会講演予稿集, 73.
宮縁育夫・渡辺一徳 (1997) 埋没黒ボク土層の ^{14}C 年代からみた完新世阿蘇火山テフラの噴出年代。火山, 42, 403-408.
宮縁育夫・渡辺一徳・岡本真也 (2003 a) 阿蘇中央火口丘群西側斜面で発見された岩屑堆積物とそれらの ^{14}C 年代。火山, 48, 229-234.
宮縁育夫・星住英夫・高田英樹・渡辺一徳・徐 勝 (2003 b) 阿蘇火山における過去約 9 万年間の降下軽石堆積物。火山, 48, 195-214.
村上邦男 (1979) 阿蘇カルデラ北西部の地質学的研究。昭和 53 年度科学教育研究生研究報告, 26 p.
長友由隆・庄子貞雄 (1977) アカホヤ, イモゴ, オンジの対比ならびに噴出源について—アカホヤの土壤肥料学的研究 (第 2 報)。日本土壤肥料学雑誌, 48, 1-7.
岡本真也 (2003) 河陽 F 遺跡。熊本県文化財調査報告, 第 209 集, 熊本県教育委員会, 336 p.
奥野 充 (2002) 南九州に分布する最近約 3 万年間のテフラの年代学的研究。第四紀研究, 41, 225-236.
小野晃司・渡辺一徳 (1985) 阿蘇火山地質図 (5 万分の 1)。火山地質図 4, 地質調査所。
Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998) INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24,000-0 cal BP. *Radiocarbon*, 40, 1041-1083.
高田英樹 (1989) 阿蘇中央火口丘群のテフラ概報。熊本地学会誌, 90, 8-11.
Talma, A. S. and Vogel, J. C. (1993) A simplified approach to calibration ^{14}C dates. *Radiocarbon*, 35, 317-322.
Ui, T. (1983) Volcanic dry avalanche deposits—identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 18, 135-150.
Ui, T., Kawachi, S. and Neall, V. E. (1986) Fragmentation of debris avalanche material during flowage—evidence from the Pungarehu Formation, Mount Egmont, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 27, 255-264.
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, 一の宮町, 241 p.
渡辺一徳・小野晃司・平塚勝一 (1982) 草千里ヶ浜火山の軽石噴火について。火山, 27, 337-338.
山田一郎・佐瀬 隆・久保寺秀夫 (1997) 阿蘇外輪山及びその周辺の黒ボク土の生成年代と古植生。日本第四紀学会講演要旨集, 27, 154-155.

(編集担当 伊藤順一)