

地域地質研究告

5万分の1地質図幅

福岡(7)第49号

NI-52-5-14

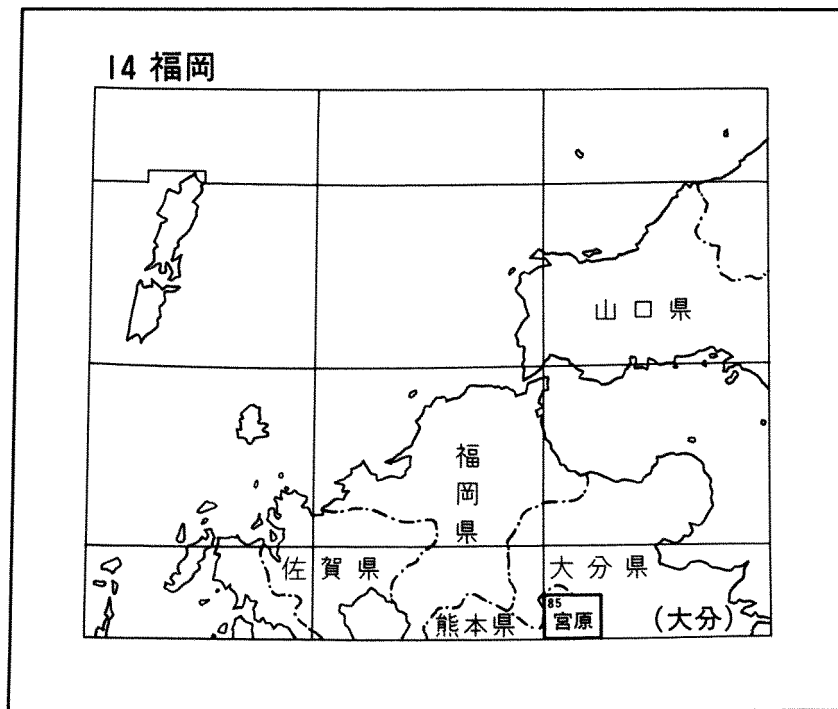
宮 原 地 域 の 地 質

鎌 田 浩 毅

平 成 9 年

地 質 調 査 所

位置図



()は1:200,000 図幅名

5万分の1地質図幅索引図

Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

豆田 Mameda 1:75,000 (1933)	14-73 日田 Hita NI-52-11-1 (未刊行, unpublished)	14-74 森 Mori NI-52-5-13 (未刊行, unpublished)	14-75 別府 Beppu NI-52-5-9 (1988)
山鹿 Yamaga 1:75,000 (1933)	14-84 八方ヶ岳 Yahō-ga-Take NI-52-11-2 (未刊行, unpublished)	14-85 宮原 Miyanoharu NI-52-5-14 (1997)	14-86 久住 Kujū NI-52-5-10 (1963)
	15-21 菊池 Kikuchi NI-52-11-3 (未刊行, unpublished)	15-22 阿蘇山 Asozan NI-52-5-15 (未刊行, unpublished)	15-23 竹田 Taketa NI-52-5-11 (1977)

目 次

I. 地 形	1
阿蘇カルデラ	2
北阿蘇高原	3
久住高原・瀬の本高原	3
九重山地	4
飯田高原	4
津江山地	5
II. 地質概説	5
II. 1 地質の概要	5
先新第三系	6
新第三系	8
第四系下部更新統	9
第四系中部更新統	13
第四系中上部更新統・完新統	14
II. 2 研究史	15
III. 白亜紀花崗岩類及び変成岩類	17
合戦群花崗岩類及び合戦群変成岩類	17
IV. 新第三系鮮新統	18
吉ノ本安山岩	18
V. 第四系下部更新統	20
V. 1 上滴水安山岩	20
V. 2 山甲川流紋岩	22
V. 3 耶馬溪火砕流堆積物	29
VI. 第四系中部更新統	32
VI. 1 大岳安山岩	32
VI. 2 杖立層	33
VI. 3 大観望安山岩	33
VI. 4 柴やかた峠安山岩	34
VI. 5 コトバキ山安山岩	35
VI. 6 涌蓋火山噴出物	37
VI. 6. 1 みそこぶし山溶岩	37
VI. 6. 2 山川岩屑なだれ堆積物	38
VI. 6. 3 一目山溶岩	40
VI. 6. 4 涌蓋中岳安山岩	41

VI. 6. 5	涌蓋山安山岩	43
VI. 6. 6	寺尾野溶岩	44
VI. 6. 7	名原東溶岩	45
VI. 6. 8	こはぎ山溶岩	45
VI. 7	朝日台溶岩	45
VII.	第四系中上部更新統 - 完新統	46
VII. 1	阿蘇火山噴出物	46
VII. 1. 1	阿蘇-1サイクルの噴出物	47
	阿蘇-1火砕流堆積物	47
VII. 1. 2	阿蘇-2サイクルの噴出物	49
	阿蘇-2A火砕流堆積物	49
	阿蘇-2B火砕流堆積物	51
	阿蘇-2T降下スコリア層	51
VII. 1. 3	阿蘇-3/2間の降下火砕物	51
VII. 1. 4	阿蘇-3サイクルの噴出物	55
	阿蘇-3W降下軽石層	55
	阿蘇-3A火砕流堆積物	55
	阿蘇-3C火砕流堆積物	57
VII. 1. 5	阿蘇-4/3間の降下火砕物	57
VII. 1. 6	阿蘇-4サイクルの噴出物	57
	阿蘇-4A火砕流堆積物	58
	阿蘇-4T火砕流堆積物	62
	阿蘇-4B火砕流堆積物	64
VII. 2	九重火山噴出物	66
	地形及び地質の概略	67
	九重火山周辺の降下火砕物の層序	68
	九重第1降下軽石	71
	始良Tn火山灰	72
	平治岳降下スコリア	72
	A2降下火山灰	73
	アカホヤ火山灰	73
	A1降下火山灰	73
	段原降下スコリア	73
	米窪安山岩質降下火山灰	75
	米窪玄武岩質降下スコリア	75
VII. 2. 1	宮城火砕流堆積物	76

VII. 2. 2	九重火山ステージ1の溶岩	77
	獵師山溶岩	78
	合頭山溶岩	78
	黒岩山溶岩	78
VII. 2. 3	豊後渡火砕流堆積物	79
VII. 2. 4	杵掛山溶岩	80
VII. 2. 5	飯田火砕流のステージの堆積物	80
	飯田火砕流堆積物	80
	九重第1降下軽石の再堆積物	82
VII. 2. 6	白丹火砕流堆積物	83
VII. 2. 7	稲葉川泥流堆積物	85
VII. 2. 8	寒ノ地獄火砕流堆積物	86
VII. 2. 9	九重火山ステージ2の溶岩	88
	展望台溶岩	88
	久住山溶岩	89
	星生北溶岩	90
VII. 2. 10	九重火山ステージ3の溶岩	90
	湯沢山溶岩	90
	三俣山溶岩	90
	星生山溶岩	91
	九重中岳溶岩	91
VII. 2. 11	松の台岩屑なだれ堆積物	91
VII. 2. 12	泉水山溶岩	93
VII. 2. 13	九重火山ステージ4の溶岩	93
	岩井川岳溶岩	93
	扇ヶ鼻溶岩	94
	肥前ヶ城溶岩	94
VII. 2. 14	1995年10月の九重火山硫黄山の噴火	94
VII. 2. 15	九重火山の最近1.5万年間の噴出量の変化	96
VII. 3	火山麓扇状地堆積物	98
VII. 4	降下火山灰層	98
VII. 5	沖積層	99
VIII.	活構造及び重力	99
VIII. 1	活構造	99
VIII. 2	重力	101
IX.	応用地質	102

IX. 1 温泉及び地熱	102
IX. 1. 1 温泉	103
IX. 1. 2 地熱開発と試錐	103
IX. 2 鉄鉱床	107
玖珠飯田鉱山	108
小国鉱山	108
黒山鉱山	109
IX. 3 硫黄	109
九重山鉱山	109
IX. 4 碎石	111
文 献	111
Abstract	123

図・表・付表目次

第 1 図 宮原地域の行政区分図	2
第 2 図 宮原地域の埋谷面図と地形区分	3
第 3 図 阿蘇町兜岩北方から見た阿蘇カルデラの北壁	4
第 4 図 久住町字見台から望む、くじゅう連山をなす九重火山の溶岩ドーム群	5
第 5 図 九州中部火山岩地域の地質概略図と九州中部のブーゲー重力異常図	7
第 6 図 九州中部火山岩地域の東半部の火山岩の年代測定値	8
第 7 図 宮原地域の地質概略図	9
第 8 図 合戦群付近における合戦群花崗岩類及び合戦群変成岩類の地質図	18
第 9 図 山甲川流紋岩の模式柱状図	23
第 10 図 山甲川流紋岩の最下部に見られる流理構造の発達した溶岩	24
第 11 図 山甲川流紋岩の下部に見られる非溶結火砕流堆積物	25
第 12 図 山甲川流紋岩の下部に見られるブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物	26
第 13 図 山甲川流紋岩の中部に見られる溶岩流と火砕岩	27
第 14 図 山甲川流紋岩の上部に見られる流理の褶曲構造	28
第 15 図 山甲川流紋岩の中 - 上部に見られる溶結凝灰岩	28
第 16 図 耶馬溪火砕流堆積物の強溶結部	29
第 17 図 耶馬溪火砕流堆積物の分布域・海拔標高と試錐コア中に確認された 耶馬溪火砕流堆積物の上面の標高	30
第 18 図 柴やかた峠安山岩を供給している岩脈	35
第 19 図 コトバキ山安山岩を構成する溶岩流と火砕岩の互層	36
第 20 図 山川岩屑なだれ堆積物中のメガブロックと破碎された岩塊	38

第 21 図	山川岩屑なだれ堆積物中に含まれる岩相の異なる種々の岩塊	39
第 22 図	一目山溶岩上部の岩相	40
第 23 図	柴やかた峠安山岩のタマネギ状風化部を覆う涌蓋中岳安山岩の ブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物	42
第 24 図	涌蓋中岳安山岩を構成するブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物	42
第 25 図	黒岩山山頂付近から見た涌蓋山の成層火山体の火山地形	43
第 26 図	涌蓋山斜面における火砕岩と転動堆積物の成層構造	44
第 27 図	阿蘇 -1 火砕流堆積物の強溶結部	47
第 28 図	強溶結した阿蘇 -1 火砕流堆積物を切る平滑節理面とそこに発達するレンズの しぼり出し構造	48
第 29 図	阿蘇 -1 火砕流堆積物の最上部の風化部	49
第 30 図	阿蘇 -2A 火砕流堆積物の強溶結部に見られる柱状節理と黒色ガラスレンズ及び つぶれ残ったスコリア	50
第 31 図	阿蘇 -2B 火砕流堆積物の弱溶結部の基質とスコリア	52
第 32 図	宮原地域の阿蘇 -2T 降下スコリア層と阿蘇 -3/2 間の降下火砕物の模式柱状図	53
第 33 図	阿蘇 -2B 火砕流堆積物, 阿蘇 -2T 降下スコリア層, 阿蘇 -3/2 間の降下火砕物と 阿蘇 -3C 火砕流堆積物	54
第 34 図	宮城火砕流堆積物と阿蘇 -3/2 間の降下火砕物を覆う阿蘇 -3A 火砕流堆積物	56
第 35 図	阿蘇 -4A 火砕流堆積物の非溶結部	59
第 36 図	阿蘇 -2B 火砕流堆積物の風化面を覆う阿蘇 -4A 火砕流堆積物	60
第 37 図	阿蘇 -4A 火砕流堆積物基底部の非溶結部と弱溶結部から強溶結部への移行部	61
第 38 図	北側の阿蘇カルデラ壁に見られる阿蘇 -4T 火砕流堆積物	63
第 39 図	山甲川流紋岩の上部風化面を覆う阿蘇 -4T 火砕流堆積物最下部の 火砕サージ堆積物と火砕流堆積物	64
第 40 図	阿蘇 -4B 火砕流堆積物の作る溶結凝灰岩台地の平坦面	65
第 41 図	阿蘇 -4A 火砕流堆積物を覆う阿蘇 -4B 火砕流堆積物	65
第 42 図	阿蘇 -4B 火砕流堆積物中のガラス質レンズと基質中の風化した球状組織	66
第 43 図	九重火山中央部の溶岩ドーム群の全域の地質図	68
第 44 図	猪牟田カルデラの後カルデラ火山活動期の噴出物の概略地質図	69
第 45 図	星生山北溶岩を覆う降下火山灰	74
第 46 図	松の台岩屑なだれ堆積物上に見られる九重火山起源の降下火砕物と広域テフラ	75
第 47 図	九重火山北東で見られる完新世の火山灰層序	76
第 48 図	阿蘇 -3A 火砕流堆積物と阿蘇 -3/2 間の降下火砕物に覆われる宮城火砕流堆積物	77
第 49 図	飯田火砕流堆積物と九重第 1 降下軽石に覆われる豊後渡火砕流堆積物	79
第 50 図	飯田火砕流堆積物及びその接写	82
第 51 図	飯田火砕流堆積物の弱溶結部に発達する柱状節理	83

第 52 図	軽石と岩片の覆瓦構造を用いて測定した飯田火砕流の流動方向	84
第 53 図	飯田火砕流堆積物を斜めに削る白丹火砕流堆積物	85
第 54 図	岩片に富む白丹火砕流堆積物とその接写	86
第 55 図	白丹火砕流堆積物を覆う稲葉川泥流堆積物と稲葉川泥流堆積物の接写	87
第 56 図	久住山溶岩と三俣山溶岩の火山地形	89
第 57 図	松の台岩屑なだれ堆積物の岩塊とその接写	92
第 58 図	岩井川岳溶岩と扇ヶ鼻溶岩の火山地形	94
第 59 図	1995 年 10 月 13 日の噴煙と九重火山中央部の火山地形	95
第 60 図	星生山の東から上がる噴煙	95
第 61 図	1995 年 10 月に噴火した火口列の位置と噴気地帯	96
第 62 図	星生山の中腹に出現した割れ目火口と噴煙	97
第 63 図	九重火山における最近 1.5 万年間の噴出量の変化を示す階段ダイヤグラム	98
第 64 図	宮原地域周辺の活断層と地震	100
第 65 図	宮原地域のブーゲー異常図と重力測点	101
第 66 図	宮原地域の温泉・鉱泉の位置と温度	103
第 67 図	豊肥火山地域内で掘削された地熱調査試錐	106
第 68 図	猪牟田カルデラ周辺の試錐柱状図	107
第 69 図	猪牟田カルデラ内の湖成堆積物の分布とその上面標高	108
第 70 図	星生山北東の硫気孔の煙道硫黄採掘場跡	110
第 71 図	1995 年噴火後の星生山の北東の硫黄鉱山跡付近から上がる噴煙と噴火口	110
第 1 表	宮原地域の地質総括表	10
第 2 表	宮原地域の代表的な岩石試料の化学分析値	11
第 3 表	山甲川流紋岩のフィッション・トラック年代測定値	22
第 4 表	九重火山の層序と噴火史	70
第 5 表	九重火山周辺に分布する降下火砕物の層序と ¹⁴ C年代値	71
第 6 表	古文書による九重火山の噴火記録の検討	97
第 7 表	宮原地域の温泉	104
第 8 表	宮原地域の代表的な源泉の成分	105
付表 A-1	宮原地域の年代測定値	121
Table 1	Summary of the geology of the Miyanocharu district	124

宮原地域の地質

鎌田 浩毅*

「宮原地域の地質」は、昭和60-62年度及び平成2-3年度に実施した現地調査と、その後の室内研究の成果をとりまとめたものである。宮原地域を含む豊肥火山地域の中央部では、工業技術院のサンシャイン計画及び資源エネルギー庁の地熱調査プロジェクトが行われており、そのうち以下の研究項目の成果の一部を本研究で参照した。「大規模深部地熱発電所環境保全実証調査(昭和54-62年度)」、「地熱開発促進調査-久住地域(昭和61-63年度)」、「広域地質構造調査-九州中部地域(平成元-4年度)」。

野外調査にあたり、(株)応用地質の小野晃司、熊本大学教育学部の渡辺一徳、鹿児島大学理学部の小林哲夫、神戸大学理学部の鎌田桂子、北海道大学大学院理学研究科の宇井忠英、京都大学大学院理学研究科の竹村恵二、同志社大学理工学研究所の林田 明、(株)京都フィッション・トラックの檀原 徹、鉄道総合技術研究所の太田岳洋、熊本大学教養部の長谷義隆、東京大学地震研究所の中田節也、九州大学工学部の渡辺公一郎、帯広畜産大学の田村昇市、京都大学理学部の由佐悠紀・北岡豪一・須藤靖明、名古屋大学理学部の小川克郎の各氏の御教示を受け、また熊本県阿蘇郡南小国町大谷山の石松豊機・田の原大朗館の北里民夫の各氏に援助を受けた。所内では、地質部の星住英夫・鹿野和彦・三村弘二・酒井 彰、地殻化学部の宇都浩三、環境地質部の曾屋龍典・川辺禎久・伊藤順一、地殻物理部の駒澤正夫、地殻熱部の笹田政克・阪口圭一・村岡洋文・玉生志郎・水垣桂子・金原啓司、大阪地域地質センターの小村良二・吉田史郎、長谷紘和所長、の各氏は、宮原地域内の地質・岩石・物理探査データ等に関する情報を提供して下さい、また討論して下さい。また、本研究に用いた岩石薄片は、佐藤卓見・大野正一・故村上 正・故宮本昭正・安部正治・佐藤芳治・野神貴嗣・大和田 朗の各技官により作製された。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

I. 地 形

みやのほろ
宮原図幅地域は、東経131°0'-131°15'、北緯33°0'-33°10'の範囲に位置する。行政的には熊本県
おぐに 阿蘇郡小国町・南小国町の大部分を含み、うぶやま 阿蘇郡阿蘇町・一の宮町・産山村、くす 大分県玖珠郡九重町、このえ

*大阪地域地質センター

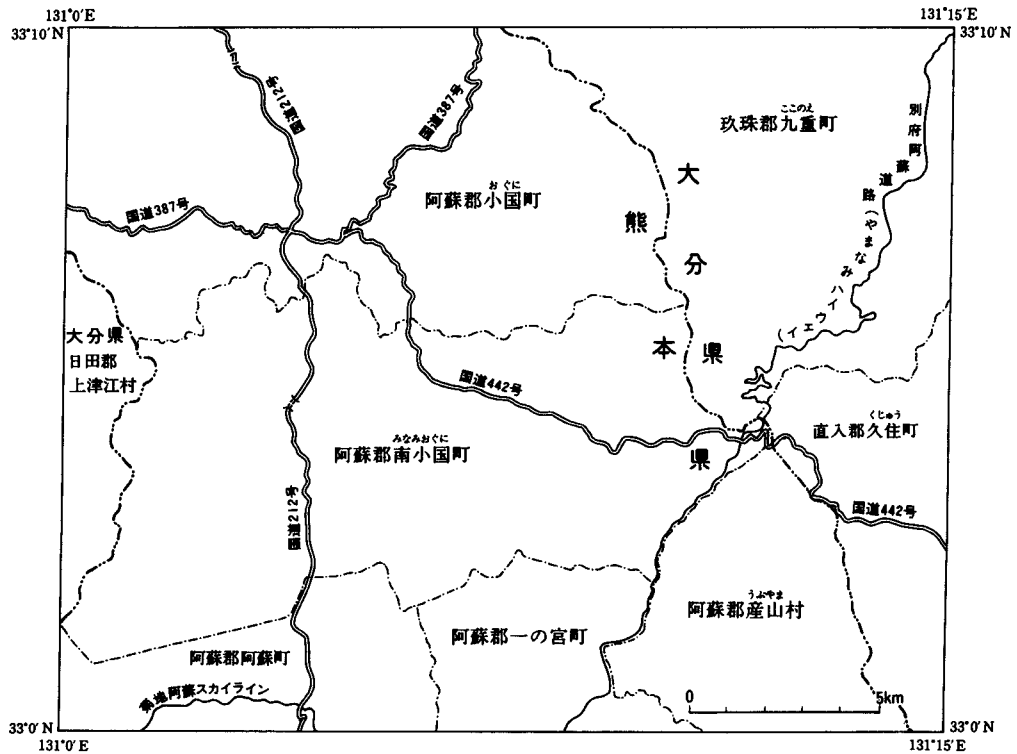
Keywords: areal geology, geologic map, 1:50,000, Miyanoharu, Oita Prefecture, Kumamoto Prefecture, Kyushu, Hohi volcanic zone, Miocene, Pliocene, Cretaceous Granites, Metamorphic Rocks, Yoshinomoto Andesite, Kamitarumizu Andesite, Yamakogawa Rhyolite, Yabakei Pyroclastic Flow Deposit, Otake Andesite, Tsuetate Formation, Daikanbo Andesite, Shibayakata-toge Andesite, Kotobakiyama Andesite, Waita Volcanic Products, Asahidai Lava, Aso Volcano, Aso Volcanic Products, Kuju Volcano, Kuju Volcanic Products, Miyagi Pyroclastic Flow Deposit, Bungonowatashi Pyroclastic Flow Deposit, Handa Pyroclastic Flow Deposit, Shirani Pyroclastic Flow Deposit, Inabagawa Mudflow Deposit, Kannojigoku Pyroclastic Flow Deposit, Matsunodai Debris Avalanche Deposit, Pleistocene, Holocene, Aso caldera, Shishimuta caldera, normal fault, lineament, sulfur deposit, pyrite.

直入郡久住町、日田郡上津江村のそれぞれの一部を含んでいる(第1図)。5万分の1図幅名の「宮原」の名称は、ほぼ平坦な台地面に建立された宮原両神社(通称、小国両神社)を起源とし、小国町の大字地名として宮原と呼ばれたことに由来する。

宮原図幅地域を構成する主な地形単元は南から北へ、阿蘇カルデラ・北阿蘇高原・久住高原・瀬の本高原・九重山地(くじゅう連山・涌蓋連山)・飯田高原が続き、西には津江山地がある(第2図)。本図幅地域の東の久住図幅地域(小野, 1963)には、くじゅう連山の東半分が分布し、本図幅地域の南には阿蘇カルデラと阿蘇火山の中央火口丘群(小野・渡辺, 1985)が分布する。

阿蘇カルデラ

本図幅地域の南西部は、阿蘇カルデラ北端の南へ開いたカルデラ壁に当たる。阿蘇カルデラは東西15km、南北22kmに及ぶ陥没地形であり、総計4サイクルの阿蘇火砕流の噴出により形成された(小野ほか, 1977; 小野・渡辺, 1983)。カルデラ壁の標高は約800mとほぼそろっており、南側へ比高300-500mの急傾斜の崖が続く(第3図及び断面図)。またカルデラ壁は円弧状にめぐれており、カルデラ形成後に崩落が続いたことを示唆する。



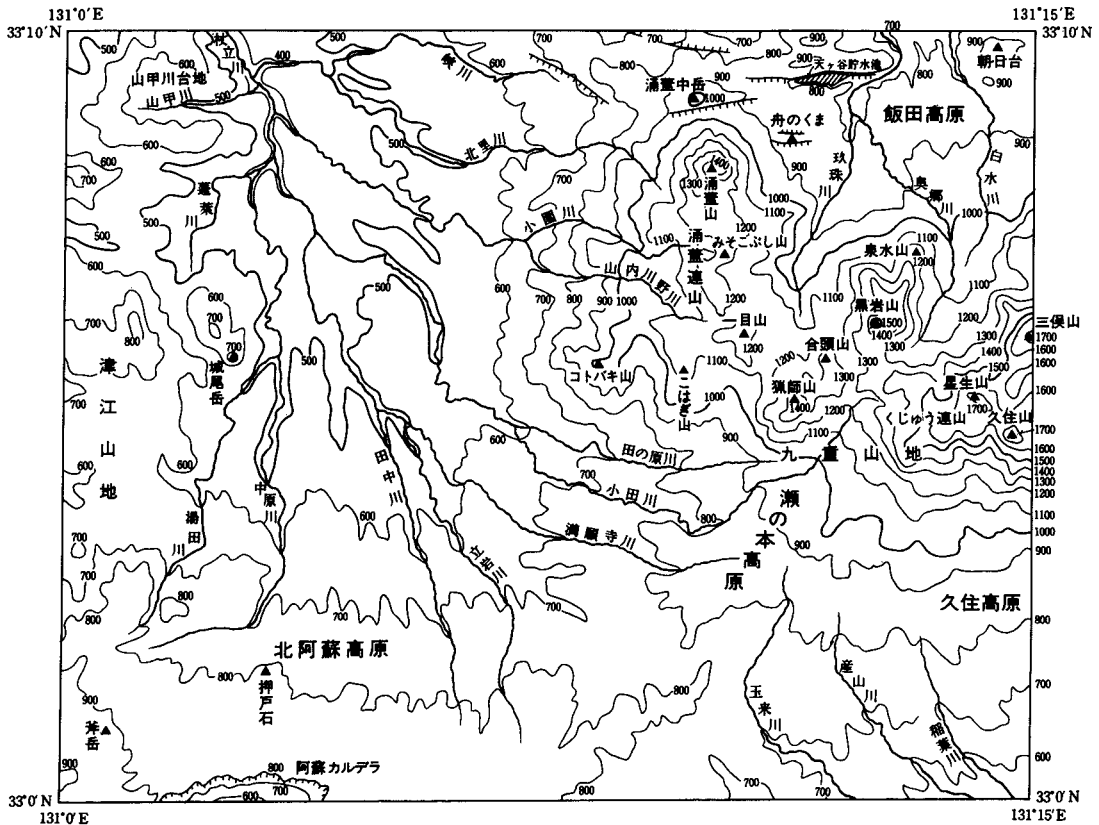
第1図 宮原地域の行政区分図

北阿蘇高原

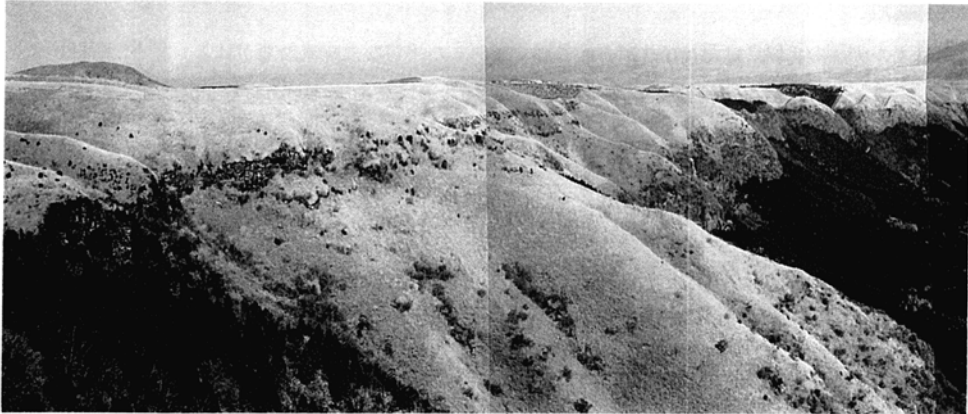
阿蘇カルデラの北側には北及び北東方向に緩く傾斜した平坦な火砕流台地が続き、北方で津江山地によって、また北東方で九重山地にさえぎられる。本報告ではこの火砕流台地を北阿蘇高原と呼ぶ(第2図)。火砕流台地の傾斜は 3° 以下で連続性がよく、4サイクルにわたって噴出、堆積した阿蘇火砕流堆積物がそれ以前の基盤の起伏をほぼ埋めつくしている。緩斜面の傾斜に従い、この地域の中原川などの水系はほぼ南から北へ流下する。北阿蘇高原では、明治以後樹木が伐採され牧草地に変えられたため、上記の緩傾斜の地形が見通しよく観察することができる。阿蘇火砕流堆積物の台地面には東西方向を主とするリニアメントが発達する。これらのリニアメントはカルデラ壁とほぼ平行するものが多い。

久住高原・瀬の本高原

本図幅地域の南東部、くじゅう連山の南側には南及び南西方向に緩く傾斜した火砕流台地が分布し、大分県側では久住高原、また熊本県側では瀬の本高原と呼ばれている(第2図)。これらは九重火山から噴出した複数の火砕流堆積物と泥流堆積物の形成した緩斜面である。なお、前述の阿蘇火山起源の火砕流堆積物の形成する北東に傾いた火砕流台地(北阿蘇高原)と九重火山起源の火砕流堆積物の形成した



第2図 宮原地域の埋谷面図と地形区分 500m谷埋めで作成。断層は主なものを記し、推定部分を含む



第3図 ^{かぶといわ}阿蘇町兜岩北方(南隣の阿蘇山図幅内)か
阿蘇高原の阿蘇火砕流堆積物のつくる溶結凝灰
くじゅう連山(右). 左端の山は津江山地の南端

南西に傾いた火砕流台地とは、一の宮町上荻の草と産山村^{かみ た じり}上田尻の付近で交わり、地形的に鞍部を形成している(第2図の瀬の本高原の南)。これに従って水系はこの鞍部より東では産山川、稲葉川として南東向きに流下し、鞍部より西では^{た はる}田の原川、^{お た}小田川、^{まんがんじ}満願寺川として西向きに流下する(第2図)。火砕流台地には東西及び東北東-西南西方向のリニアメントが発達する。リニアメントには落差が明瞭ではないが、その多くは正断層が削剥されたものと考えられる。

九重山地

久住高原と瀬の本高原の北に接し、本図幅地域の中央部から東部にかけて分布する標高1000-1700m台の山地を九重山地と呼ぶ。九重山地は、1400-1700m台の溶岩ドームの地形を比較的良好に保存している“くじゅう連山”と、1000-1400m台のやや開析の進んだ火山地形を呈する“^{わいた}涌蓋連山”とからなる(第2図)。くじゅう連山の頂部には東から、三俣山(1744.7m)、久住山(1786.8m)、^{ほっしょうざん}星生山(1762m)、^{せんすいざん}泉水山(1296m)、^{くろいわやま}黒岩山(1502.6m)、^{ごうとうざん}合頭山(1383m)、^{りょうしやま}獵師山(1423.2m)などの山体が並ぶ。また涌蓋連山には南から北へ^{ひとめやま}一目山(1287.4m)、^{わいたざん}みそこぶし山(1296m)、涌蓋山(1499.5m)、涌蓋中岳(1010m)、などの山体が並ぶ。本図幅の「九重火山」は、くじゅう連山に含まれる山体の全てと涌蓋連山に含まれる山体の一部からなり、後述するように九重火山から噴出した最初の火砕流(宮城火砕流)より新しい山体で構成される(第4図)。涌蓋連山の北端の涌蓋中岳、柴やかた峠付近ではほぼ東西走向の正断層崖が発達し、その一部では水系がせき止められて天ヶ谷貯水池となっている(第2図)。

飯田高原

九重山地の北側では、北に緩く傾斜した火砕流台地が続き、^{はん だ}飯田高原と呼ばれている。飯田高原の北端は柴やかた峠に連なる溶岩台地と、朝日台を作る溶岩ドームとによってさえぎられる。飯田高原は主として九重火山起源の火砕流堆積物と岩屑なだれ堆積物等から成る。



ら見た阿蘇カルデラの北壁 手前の平坦面は、北阿
岩台地。後方の中央より右の山稜は、涌蓋連山(左)と
に位置する尾ノ岳(西隣の八方ヶ岳図幅内)



第4図 ^{あざみだい}久住町字見台から望む、くじゅう連山をなす九重火山の溶岩ドーム群 左から右へ岩井
川岳(左肩の平頂丘)、扇ヶ鼻(最も高いピークの山)、肥前ヶ城(平頂丘)、久住山(ピークの山)、稲星
山(右肩の山)の順に並ぶ

津江山地

阿蘇カルデラの北側の火砕流台地の北西側は、標高600-900m 台の山地からなり津江山地と呼ばれている。津江山地は、主に吉ノ本安山岩溶岩の開析された溶岩台地からなる。津江山地の北端には、標高約600m 台の定高性の良い流紋岩溶岩台地(山甲川台地^{やまこうがわ})が連なる。

Ⅱ. 地質概説

Ⅱ. 1 地質の概要

中部九州を東北東-西南西に横断する地域、すなわち別府湾から島原半島にかけての地域には、新第

三紀以降に噴出した火山岩が広く分布する(第5図A)。この火山岩地域は重力の低異常域(第5図B)に一致し、別府-島原地溝と呼ばれている(松本, 1979a)。また、別府-島原地溝の東部域は西部域とは地質構造発達史が異なることから、東部域は豊肥火山地域^{ほうひ}と呼ばれている(Kamata, 1989b; 鎌田, 1995)。宮原図幅地域は豊肥火山地域の西縁部に当たる。豊肥火山地域の火山岩類は、若いものほど中心部に、また古いものほど縁辺部に分布している特徴が見られる(鎌田, 1985b; Kamata, 1989b)。宮原図幅地域の周辺は東から西に向かってより古い火山岩が分布する帯状配列を示す地域に相当する(第6図)。すなわち、本図幅地域の西部には図幅内に産する火山岩体の中では最も下位のものに当たる吉ノ本安山岩^{よしのほん} (上部鮮新統)が分布し、その北側に下部更新統^{かみたるみず}の上滴水安山岩^{やまこうがわ}・山甲川流紋岩^{やまがわ}・耶馬溪火砕流堆積物が分布する(第7図)。これらよりも若い火山岩として、本図幅地域中央部には中部更新統^{ちゅうぶ}の柴やかた峠安山岩^{わいた}・コトバキ安山岩^{わいた}・涌蓋火山噴出物^{わいた}等が分布する。また、本図幅地域の中央部から東部にかけて上部更新統の九重火山噴出物が分布し、これらの間の低地を阿蘇火山及び九重火山起源の火砕流堆積物が広く覆っている。

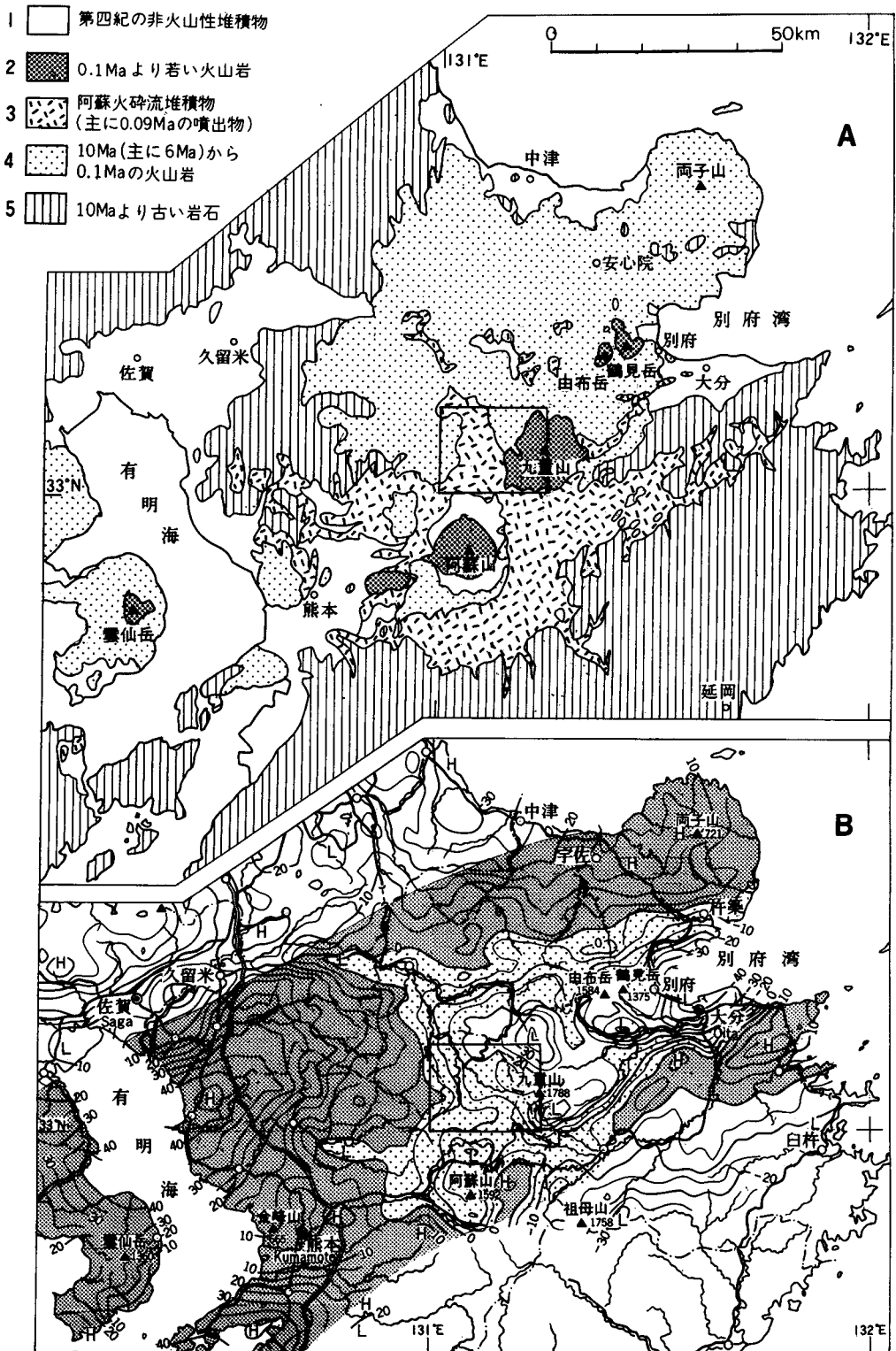
本図幅内に広い面積を占める大規模火砕流堆積物は、本図幅地域北方に埋積されている猪牟田カルデラ(Kamata, 1989a)と、本図幅地域南西端の阿蘇カルデラのそれぞれに噴出源をもつ。前者から耶馬溪火砕流と今市火砕流が噴出し(鎌田ほか, 1994a)、後者から阿蘇-1, 阿蘇-2, 阿蘇-3, 阿蘇-4火砕流が噴出した(小野ほか, 1977)。この他に、本図幅地域東端(くじゅう連山の直下)にも九重火山起源の複数の小規模火砕流の噴出源が推定されている(Kamata and Mimura, 1983; Kamata and Kobayashi, 1997)。これらの火砕流堆積物は、上記の鮮新統-更新統中部の火山岩に見られる噴出年代の帯状配列とは無関係に、低所を埋めて分布している。

先第三系の基盤岩は白亜紀^{かしのみれ}の合戦群花崗岩類及び変成岩類からなり、阿蘇カルデラ壁の北東の火砕流台地上にごく小さな分布が見られる(第7図)。宮原地域の地質総括表を第1表に示す。また、代表的岩石の化学組成(Kamata, 1987)を第2表に示す。

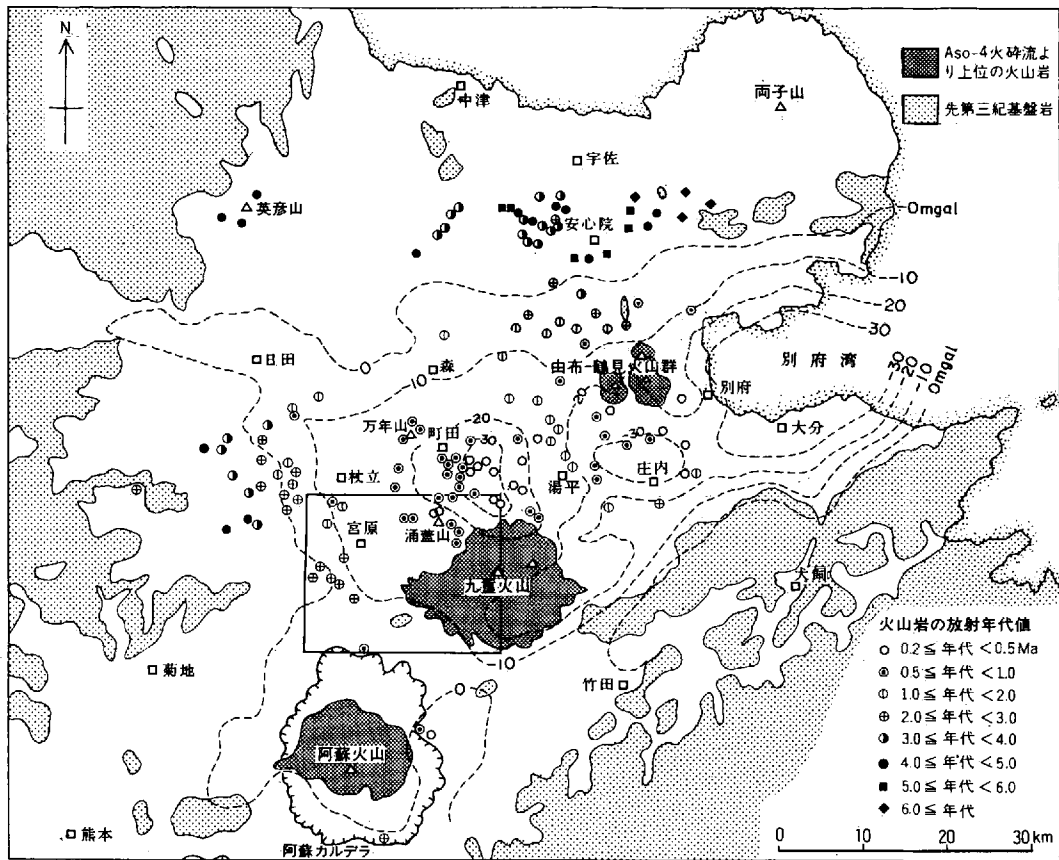
先新第三系

本図幅地域での先新第三系基盤岩は、白亜紀の合戦群花崗岩類及び変成岩類である。図幅地域南部の一の宮町合戦群^{かしのむれ}付近には、変成岩類と花崗岩類とが吉ノ本安山岩及び阿蘇火砕流堆積物分布域に小規模に露出している。これらの基盤岩類は、領家帯に属するとされている(笹田, 1987)。その他にも試錐により南小国町瀬の本(DY-3)、九重町八丁原(HT-5-1)、小国町中尾(DW-7)、小国町涌蓋山の南西(DY-2)において合戦群花崗岩類及び変成岩類と類似する基盤岩類が確認されている(笹田, 1984, 1987; Kamata, 1989b)。

¹⁾本研究での地層岩体名は、以下のような基準を定めて命名した。中部九州火山岩地域では、更新世中期以後の若い火山はよく火山地形が保存されているが、更新世中期より古い火山は浸食や断層活動により元の火山地形の大部分が失われている場合が多い。そこで、“火山”の名称を与えるのは火山地形がよく保存されている中部更新世以降のものに限り、それ以外のものは〇〇安山岩、〇〇流紋岩のように岩石名で命名する。〇〇溶岩という名称はより小さな地層単位として、例えば〇〇火山噴出物〇〇溶岩といった使い方をする。火砕流堆積物は溶結度にかかわらず〇〇火砕流堆積物と呼ぶ。一方、〇〇層という名称は堆積岩を主体とする地層に限って使用する。



第5図 九州中部火山岩地域の地質概略図(A)と九州中部のブーゲー重力異常図(B) A: 鎌田(1985b)とKamata(1989b)を一部修正。図中の四角形は宮原図幅地域を示す。B: 駒澤・鎌田(1985)及び駒澤ほか(1987)による。仮定密度 2.3g/cm^3 、等重力異常線間隔は5ミリガル

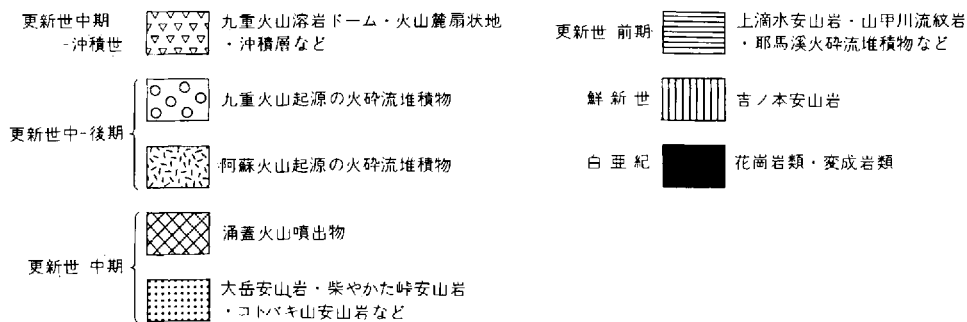
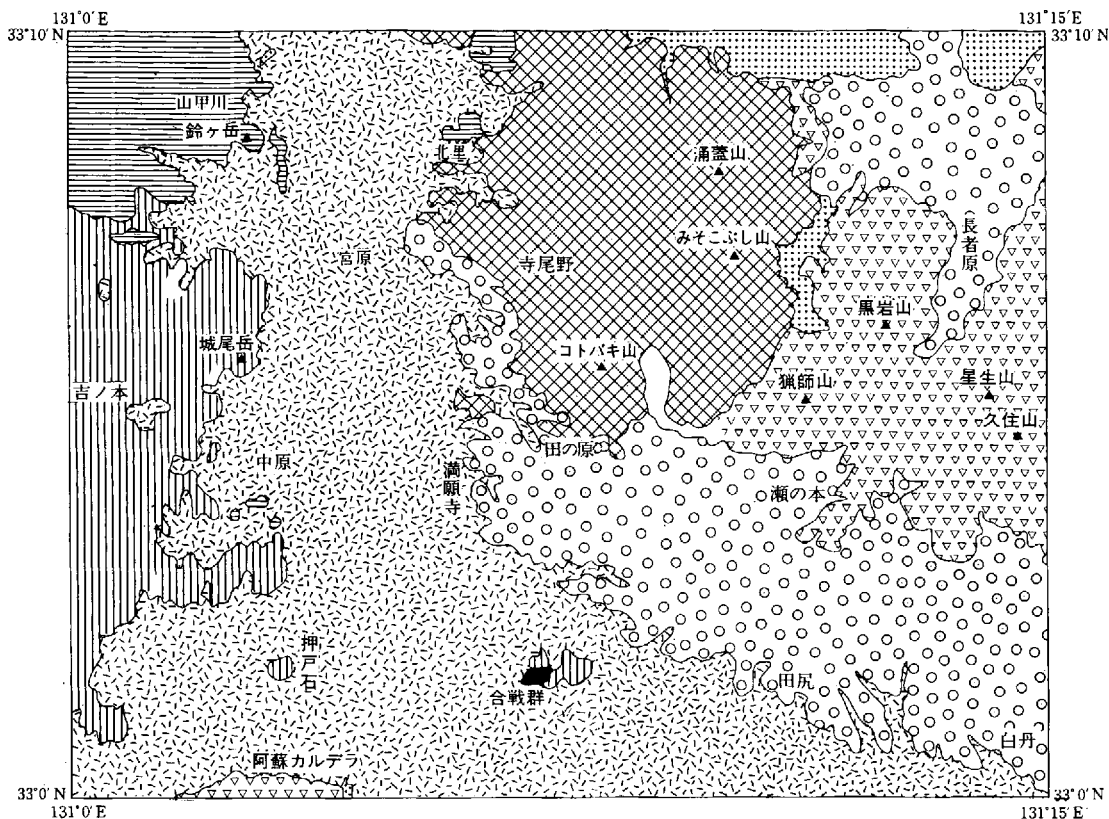


第6図 九州中部火山岩地域の東半部(豊肥火山地域)の火山岩の年代測定値 Kamata (1989 b)の Fig. 4 と, 星住・森下(1993)の第9図に, 新資料を加えて簡略化した

新第三系

宮原図幅地域を含む豊肥火山地域の西縁部には, 新第三系の火山岩が広がっている。個々の火山岩は側方への連続性が悪く, また鍵層になるような大規模な火砕流堆積物を欠くために, 互いの層序関係が明確ではない(鎌田, 1985a, b)。更に, 金鉱床を伴う緑色変質帯が地層を切って発達しており, 研究史の項(Ⅱ. 2)で述べるように, この時期の地層に対しては研究者ごとに異なる地層区分がなされ混乱の原因となってきた。本報告では野外での層序関係と多数の放射年代測定値を検討し, 本図幅地域の新第三系を一括して上部鮮新統の吉ノ本安山岩とした。

吉ノ本安山岩は, 本図幅地域の西部に広がる安山岩の溶岩と火砕岩からなる陸成の地層である。層厚は500m以上と推定される。溶岩及び火砕岩はいずれも側方への連続性が良くない上に, 火砕岩には無層理の部分が多く鍵層として利用できる部分がほとんど見られない。また, 溶岩, 火砕岩ともにしばしば緑色変質を受けており層位関係を更に不明瞭にしている。これまでに得られた変質を受けていない溶岩の多数のK-Ar年代値から, 吉ノ本安山岩は約2.8-2.5Maの鮮新世後期に噴出したと考えられ



第7図 宮原地域の地質概略図

る。吉ノ本安山岩中には、角閃石安山岩質の東西方向の岩脈がしばしば認められ、その一部は吉ノ本安山岩の供給岩脈と推定される。

第四系下部更新統

下部更新統は上滴水安山岩、山甲川流紋岩、耶馬溪火砕流堆積物からなる。上滴水安山岩は輝石安山岩からなり、本図幅地域内最初の第四紀火山岩である(第1表)。上滴水安山岩は、3枚以上の安山

第1表 官原地域の地質総括表

時 代		地 層・岩 体 名	主 岩 相(岩 質)	年代値(Ma)		
第 四 紀	完 新 世	沖積層	礫・砂・シルト・火山灰			
		火山麓扇状地堆積物	礫・砂・火山灰			
	更 新 世	九重火山噴出物 N	溶岩・火砕岩・非溶結火砕流堆積物(角閃石安山岩)			
		中・後期	阿蘇-1, 2, 3, 4火砕流堆積物 N	溶結・非溶結火砕流堆積物	0.3/0.14/0.12/0.09	
	更 新 世	朝日台溶岩 N		溶岩(角閃石アイサイト)	0.38-0.42	
			こはぎ山溶岩	溶岩(角閃石安山岩)		
		丑	名原東溶岩 N	溶岩(角閃石安山岩)	0.37	
		卯	寺尾野溶岩	溶岩(角閃石安山岩)	0.41	
		巳	涌蓋山安山岩 N	溶岩・火砕岩(角閃石安山岩)	0.42-0.57	
		未	涌蓋中岳安山岩 N	溶岩・火砕岩(角閃石安山岩)	0.6	
		中 期	羅	一目山溶岩 N	溶岩(角閃石安山岩)	0.58
			嘿	山川岩屑なだれ堆積物	岩屑(角閃石安山岩を主体)	
		更 新 世	前 期	みそこぶし山溶岩 N	溶岩(角閃石安山岩)	0.7
				コトバキ山安山岩 N	溶岩・火砕岩(輝石安山岩)	
				柴やかた峰安山岩 N	溶岩(輝石安山岩)	0.54-0.7
				大観望安山岩 N	溶岩(輝石安山岩)	0.8
	杖立層			砂・シルト・火山灰・軽石		
	大岳安山岩 N			溶岩(輝石安山岩)	0.82-0.96	
	更 新 世	前 期	耶馬溪火砕流堆積物 N	溶結火砕流堆積物(角閃石アイサイト)	0.99-1.04	
			山甲川流紋岩 R	溶岩・火砕岩・非溶結火砕流堆積物(黒雲母流紋岩)	0.9-1.2	
上清水安山岩 R			溶岩(輝石安山岩)	1.3-1.7		
新第三紀	鮮新世	吉ノ本安山岩 N, R	溶岩・火砕岩(角閃石安山岩)	2.5-2.8		
白 垂 紀		合戦群花崗岩類・変成岩類	花崗岩・花崗閃緑岩・雲母片岩・角閃石片岩	77-108		

年代値は中央値の範囲を示した(付表A-1を参照)。N：正帯磁，R：逆帯磁。

岩溶岩とその間に挟まれる火砕岩及び砕屑岩からなり、開析された溶岩台地地形を形成している。噴出源を示唆する構造等は得られていない。

山甲川流紋岩は、黒雲母流紋岩の溶岩・火砕岩・軽石流堆積物からなり、本図幅地域北西部に分布する。標高600m台の平坦な台地(山甲川台地)を形成し、メサ地形を呈する。山甲川流紋岩はハラミヨ・サブクロン前の逆磁極期(約1.2Ma; Ma = 100 万年前)に噴出した。

耶馬溪火砕流堆積物は、角閃石アイサイトの大規模な火砕流堆積物で、約1Maのハラミヨ・サブク

第2表 宮原地域の代表的な岩石試料の化学分析値 (Kamata, 1987による). 分析法は湿式全岩分析による

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	55.62	57.29	58.22	62.69	63.25	57.99	55.73	65.95	63.42	65.88
TiO ₂	1.09	1.00	0.86	0.63	0.61	0.99	1.09	0.59	0.74	0.66
Al ₂ O ₃	18.18	16.78	15.75	16.59	16.25	16.32	18.30	15.70	16.27	15.79
Fe ₂ O ₃	3.94	3.42	2.83	5.17	2.40	2.51	3.71	1.07	1.24	1.03
FeO	3.79	4.02	3.85	0.17	2.52	5.53	4.74	2.01	3.27	2.23
MnO	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.18	0.23	0.13	0.16	0.14
MgO	3.75	3.44	3.65	2.60	2.34	2.46	2.34	0.72	1.39	0.76
CaO	7.41	6.61	6.75	5.03	4.94	5.26	5.58	2.02	3.31	2.02
Na ₂ O	3.27	3.15	3.04	3.71	3.72	3.66	3.73	3.71	4.01	4.04
K ₂ O	1.04	2.14	2.75	1.87	2.02	3.16	2.68	4.30	3.64	4.57
P ₂ O ₅	0.19	0.24	0.33	0.20	0.17	0.40	0.36	0.15	0.32	0.15
H ₂ O+	0.67	0.68	1.25	0.45	0.99	1.04	0.78	3.08	1.81	2.42
H ₂ O-	0.56	0.38	0.10	0.28	0.21	0.15	0.42	0.26	0.24	0.12
Total	99.65	99.29	99.52	99.51	99.54	99.65	99.69	99.69	99.82	99.81
水を除いた再計算値										
SiO ₂	56.51	58.32	59.31	63.46	64.32	58.90	56.58	68.45	64.87	67.73
TiO ₂	1.11	1.02	0.88	0.64	0.62	1.01	1.11	0.61	0.76	0.68
Al ₂ O ₃	18.47	17.08	16.04	16.79	16.52	16.58	18.58	16.29	16.64	16.23
Fe ₂ O ₃	4.00	3.48	2.88	5.23	2.44	2.55	3.77	1.11	1.27	1.06
FeO	3.85	4.09	3.92	0.17	2.56	5.62	4.81	2.09	3.34	2.29
MnO	0.14	0.14	0.14	0.12	0.12	0.18	0.23	0.13	0.16	0.14
MgO	3.81	3.50	3.72	2.63	2.38	2.50	2.38	0.75	1.42	0.78
CaO	7.53	6.73	6.88	5.09	5.02	5.34	5.67	2.10	3.39	2.08
Na ₂ O	3.32	3.21	3.10	3.76	3.78	3.72	3.79	3.85	4.10	4.15
K ₂ O	1.06	2.18	2.80	1.89	2.05	3.21	2.72	4.46	3.72	4.70
P ₂ O ₅	0.19	0.24	0.34	0.20	0.17	0.41	0.37	0.16	0.33	0.15
ノルム										
Q	11.67	12.19	11.81	20.22	20.18	8.86	7.52	22.84	16.46	19.28
C	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.69	0.50	0.89
or	6.26	12.88	16.55	11.17	12.11	18.97	16.07	26.36	21.98	27.77
ab	28.09	27.16	26.23	31.82	31.99	31.48	32.07	32.58	34.69	35.12
an	32.36	25.76	21.58	23.35	22.05	19.06	25.65	9.37	14.66	9.34
di-wo	1.57	2.53	4.31	0.0	0.73	1.98	0.02	0.0	0.0	0.0
-en	1.15	1.71	2.87	0.0	0.51	0.93	0.01	0.0	0.0	0.0
-fs	0.27	0.63	1.12	0.0	0.16	1.03	0.01	0.0	0.0	0.0
hy-en	8.34	7.01	6.39	6.55	5.42	5.30	5.91	1.87	3.54	1.94
-fs	1.93	2.58	2.50	0.0	1.72	5.85	4.30	2.16	4.13	2.47
ol-fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
mt	5.80	5.05	4.18	0.0	3.54	3.70	5.47	1.61	1.84	1.54
il	2.11	1.94	1.67	0.62	1.18	1.92	2.11	1.16	1.44	1.29
ap	0.44	0.56	0.79	0.46	0.39	0.95	0.86	0.37	0.76	0.35
Total FeO	47.63	44.82	40.36	37.06	36.68	45.63	47.99	25.42	32.67	25.20
MgO	24.36	21.72	23.06	19.99	18.36	14.41	13.92	6.17	10.35	6.06
Na ₂ O+K ₂ O	28.01	33.45	36.57	42.95	44.97	39.95	38.09	68.40	56.99	68.74
di	46.03	52.24	54.59	63.21	64.28	59.30	55.66	81.77	73.13	82.17
Q	14.89	15.63	15.51	23.36	23.37	11.30	9.25	25.06	18.74	21.07
or	7.99	16.52	21.72	12.90	14.03	24.21	19.77	28.92	25.04	30.35
ab+an	77.12	67.85	62.77	63.74	62.59	64.49	70.98	46.03	56.22	48.58

第2表 つづき

No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	54.70	55.60	64.62	65.52	69.81	55.20	61.57	59.06	60.20	61.91
TiO ₂	0.88	0.89	0.61	0.53	0.33	0.89	0.52	0.55	0.56	0.57
Al ₂ O ₃	18.75	18.86	16.89	16.34	13.86	17.64	16.94	17.97	17.44	16.86
Fe ₂ O ₃	2.90	2.75	1.07	0.79	0.76	4.43	2.44	3.00	2.51	2.39
FeO	4.89	4.60	1.94	1.72	1.15	3.66	2.77	2.80	2.95	3.45
MnO	0.17	0.15	0.16	0.13	0.07	0.21	0.15	0.16	0.18	0.17
MgO	3.07	2.65	0.79	0.57	0.31	4.40	2.15	2.40	2.25	2.34
CaO	7.61	7.47	2.10	1.71	1.23	7.71	5.07	5.10	5.29	5.41
Na ₂ O	3.47	3.43	4.22	3.95	2.80	2.78	2.99	3.19	3.41	3.59
K ₂ O	2.27	2.29	3.63	4.04	5.27	1.36	2.02	1.85	2.06	2.16
P ₂ O ₅	0.31	0.38	0.15	0.11	0.06	0.14	0.14	0.17	0.19	0.18
H ₂ O+	0.63	0.53	3.06	3.68	3.56	1.38	2.55	2.96	2.22	0.45
H ₂ O-	0.07	0.10	0.26	0.28	0.34	0.02	0.34	0.52	0.10	0.06
Total	99.72	99.70	99.50	99.37	99.55	99.82	99.65	99.73	99.36	99.54
水を除いた再計算値										
SiO ₂	55.24	56.12	67.19	68.67	72.98	56.09	63.63	61.36	62.04	62.52
TiO ₂	0.89	0.90	0.63	0.56	0.35	0.90	0.54	0.57	0.58	0.58
Al ₂ O ₃	18.94	19.04	17.56	17.13	14.49	17.92	17.51	18.67	17.97	17.03
Fe ₂ O ₃	2.93	2.78	1.11	0.83	0.79	4.50	2.52	3.12	2.59	2.41
FeO	4.94	4.64	2.02	1.80	1.20	3.72	2.86	2.91	3.04	3.48
MnO	0.17	0.15	0.17	0.14	0.07	0.21	0.16	0.17	0.19	0.17
MgO	3.10	2.67	0.82	0.60	0.32	4.47	2.22	2.49	2.32	2.36
CaO	7.69	7.54	2.18	1.79	1.29	7.83	5.24	5.30	5.45	5.46
Na ₂ O	3.50	3.46	4.39	4.14	2.93	2.82	3.09	3.31	3.51	3.63
K ₂ O	2.29	2.31	3.77	4.23	5.51	1.38	2.09	1.92	2.12	2.18
P ₂ O ₅	0.31	0.38	0.16	0.12	0.06	0.14	0.14	0.18	0.20	0.18
ノルム										
Q	4.88	6.95	20.84	23.12	31.28	11.69	22.34	19.22	17.65	17.11
C	0.0	0.0	2.68	2.77	1.50	0.0	0.97	1.94	0.47	0.0
or	13.53	13.65	22.28	25.00	32.56	8.15	12.35	11.35	12.53	12.88
ab	29.62	29.28	37.15	35.03	24.79	23.86	26.15	28.01	29.70	30.72
an	29.21	29.60	9.77	8.10	6.01	32.16	25.08	25.12	25.73	23.74
di-wo	2.89	2.22	0.0	0.0	0.0	2.41	0.0	0.0	0.0	0.91
-en	1.62	1.22	0.0	0.0	0.0	1.83	0.0	0.0	0.0	0.53
-fs	1.15	0.92	0.0	0.0	0.0	0.33	0.0	0.0	0.0	0.34
hy-en	6.10	5.43	2.04	1.49	0.80	9.30	5.53	6.20	5.78	5.35
-fs	4.34	4.10	2.07	1.96	1.10	1.69	2.58	2.14	2.84	3.42
ol-fo	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
-fa	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
mt	4.25	4.03	1.61	1.20	1.15	6.52	3.65	4.52	3.76	3.49
il	1.69	1.71	1.20	1.06	0.66	1.71	1.03	1.08	1.10	1.10
ap	0.72	0.88	0.37	0.28	0.14	0.32	0.32	0.42	0.46	0.42
Total FeO	46.01	45.83	25.16	22.11	17.91	47.26	40.93	42.55	40.32	40.88
MgO	18.83	17.14	6.83	5.21	3.00	27.19	17.72	18.53	17.42	17.08
Na ₂ O+K ₂ O	35.16	37.03	68.01	72.68	79.09	25.55	41.35	38.92	42.27	42.04
di	48.03	49.88	80.27	83.15	88.63	43.70	60.84	58.58	59.87	60.71
Q	6.32	8.75	23.15	25.34	33.05	15.40	26.00	22.97	20.61	20.26
or	17.52	17.17	24.74	27.40	34.41	10.75	14.37	13.56	14.63	15.26
ab+an	76.16	74.08	52.11	47.27	32.55	73.85	59.62	63.48	64.75	64.48

第2表 つづき

1. 普通角閃石安山岩, 吉ノ本安山岩, 岩脈, GSJ R63534, K1291B, 南小国町矢田原の南南西 800 m.
2. かんらん石斜輝石単斜輝石安山岩, 柴やかた峠安山岩, 溶岩, GSJ R63535, P34, 0.68 ± 0.02 Ma (鎌田, 1985 b), 九重町天ヶ谷貯水池北 968.6 m 峰東側直下.
3. 斜方輝石単斜輝石安山岩, 柴やかた峠安山岩, 岩脈, GSJ R63536, K2105, 0.6 ± 0.1 Ma (鎌田, 1986 a), 九重町猪牟田の北西 300 m (森図幅内).
4. 石英含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩, 涌蓋山安山岩, 溶岩, GSJ R63514, P42, 0.45 ± 0.05 Ma (鎌田, 1985 b), 九重町涌蓋山山頂の北西 0.4 km.
5. 単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイト, 朝日台溶岩, 溶岩, GSJ R63515, P47, 0.38 ± 0.02 Ma (鎌田, 1985 b), 九重町釜ノ口の上流 60 m.
6. 無斑晶安山岩, 阿蘇-2 B 火砕流堆積物, スコリア, GSJ R63537, K209-1 [=80030407-1], 小国町下廣瀬の北 50 m.
7. 無斑晶安山岩, 阿蘇-2 B 火砕流堆積物, スコリア, GSJ R63538, K199 [=80030314], 産山村平川の南西 200 m.
8. 斜方輝石単斜輝石デイサイト, 阿蘇-3 A 火砕流堆積物, 軽石(白色), GSJ R63539, K209-W [=80030407-2 W], 小国町下廣瀬の北 50 m.
9. 斜方輝石単斜輝石デイサイト, 阿蘇-3 A 火砕流堆積物, 軽石(暗灰色), GSJ R63540, K209-B [=80030407-2 B], 小国町下廣瀬の北 50 m.
10. 斜方輝石単斜輝石デイサイト, 阿蘇-3 A 火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63522, K187 [=80030302], 産山村上田尻の西 100 m.
11. 斜方輝石単斜輝石安山岩, 阿蘇-3 C 火砕流堆積物, スコリア, GSJ R63541, K303 [=80031011], 南小国町玉来の北東 900 m の国道 212 号沿い.
12. 斜方輝石単斜輝石安山岩, 阿蘇-3 C 火砕流堆積物, スコリア, GSJ R63542, K200 [=80030315-1], 産山村小柏の東 100 m.
13. 単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト, 阿蘇-4 A 火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63543, K128 [=80021201], 小国町戸井口の北 50 m, 国道 387 号沿い.
14. 単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト, 阿蘇-4 A 火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63544, K200 [=80030315-2], 産山村小柏の東 100 m.
15. 単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト, 阿蘇-4 A 火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63545, K211 [=80030409], 小国町池鶴, 国道 212 号沿い.
16. 黒雲母斜方輝石普通角閃石デイサイト, 宮城火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63546, K179-1 [=80030209-1], 竹田市刈小野(竹田図幅内).
17. 黒雲母斜方輝石普通角閃石デイサイト, 宮城火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63547, K179-2, 竹田市刈小野(竹田図幅内).
18. 普通輝石含有斜方輝石黒雲母普通角閃石デイサイト, 飯田火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63548, K118 [=80021003-1], 南小国町瀬の本の西 2 km.
19. 普通輝石含有斜方輝石黒雲母普通角閃石デイサイト, 飯田火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63549, K117-1 [=80021002-1], 南小国町白川の北東 400 m.
20. 普通輝石含有斜方輝石黒雲母普通角閃石デイサイト, 飯田火砕流堆積物, 軽石, GSJ R63550, K117-2 [=80021002-2], 南小国町白川の北東 400 m.

ロンに九重火山北方の猪牟田カルデラから噴出した。

第四系中部更新統

中部更新統は大岳安山岩, 杖立層, 大観望安山岩, 柴やかた峠安山岩, コトバキ山安山岩, 涌蓋火山噴出物, 朝日台溶岩からなる(鎌田, 1985a; Kamata et al., 1988). 大岳安山岩は本図幅地域中央部に分布し, 輝石安山岩溶岩からなる. 開析を受け, また上位の中部更新統の火山岩に覆われているため層厚と噴出源は明らかではない. 杖立層は本図幅地域北西部に分布する湖成堆積物で植物化石を含む. シルト岩, 泥岩, 砂岩, 軽石質凝灰岩からなり, 間に薄い軽石流堆積物を挟む. 泥岩中には亜炭層が挟在する. 杖立層はその上下の火山岩との層序関係から 0.7-0.9Ma 頃に堆積したと考えられる. 大観望安山岩は本図幅地域南西部の阿蘇カルデラ壁に露出している輝石安山岩溶岩からなる. 柴やかた峠安山岩は本図幅地域北部に分布し, 主に輝石安山岩溶岩からなり, 3 枚以上の溶岩が認められる. 柴やか

た峠安山岩はやや開析された溶岩台地(メサ)を形成し、その南限と北限はほぼ東西走向の正断層群によって切られる。コトバキ山安山岩は、本図幅中央部のコトバキ山を山頂とする輝石安山岩溶岩と同質のスコリア堆積物との互層で構成される小規模な成層火山体である。

上記の火山岩・堆積岩の上位に、本図幅地域中央部に分布する^{わいた}涌蓋連山を構成する溶岩・溶岩ドーム・成層火山体があり、これらを涌蓋火山噴出物と総称する(第1表)。涌蓋火山噴出物は、下位から、みそこぶし山溶岩、山川岩屑なだれ堆積物、一目山溶岩、涌蓋中岳安山岩、涌蓋山安山岩、寺尾野溶岩、^{なばるひがし}名原東溶岩、こはぎ山溶岩に区分される。みそこぶし山溶岩は、みそこぶし山を山頂とする角閃石安山岩溶岩からなる。みそこぶし山溶岩には多数の崩壊地形が認められる。山川岩屑なだれ堆積物は、角閃石安山岩溶岩の巨大岩塊と同質の細粒基地物質から構成される。堆積上面の傾斜と中に含まれる岩塊の粒径変化から、山川岩屑なだれ堆積物はみそこぶし山付近を供給源とし、東から西へ流れ下ったものと推定される。一目山溶岩は一目山の周辺に分布する角閃石安山岩溶岩であり、数枚の溶岩流の地形を残している。涌蓋中岳安山岩は涌蓋山北方の中岳を山頂とし、成層火山の一部を形成している。涌蓋中岳安山岩は、角閃石安山岩溶岩と同質のブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物(例えば、Cas and Wright, 1987; Kamata et al., 1991)の互層で構成される。涌蓋中岳安山岩の南側火山麓は東西走向の正断層で切られている。涌蓋山安山岩は、溶岩、ブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物、転動堆積物の互層で構成される、涌蓋山を山頂とする成層火山体である。涌蓋山安山岩は角閃石安山岩からなり、やや開析された円錐状の火山地形をほぼ保存している。寺尾野溶岩はコトバキ山の北方に分布する角閃石安山岩の溶岩からなり、東方から西方へ流下した地形を良く保存している。名原東溶岩は涌蓋山の南西に分布する角閃石安山岩溶岩である。東方から西方へ流下する地形を呈し、とくに溶岩末端崖と側端崖の地形が明瞭である。こはぎ山溶岩は一目山の南に分布する角閃石安山岩の小規模の溶岩流からなる。こはぎ山溶岩は北方から南方へ流下した数枚の角閃石安山岩の溶岩流で構成される。

朝日台溶岩は本図幅地域北東隅に分布し、普通角閃石安山岩の溶岩ドームからなる。朝日台溶岩は森・別府両図幅地域にもまたがって分布する^{のいねだけ はなむれやま}野稲岳-花牟礼山火山群(星住ほか, 1988)の一部を構成する。

第四系中上部更新統 - 完新統

更新世中期-後期には、本図幅地域南端の阿蘇カルデラから噴出した阿蘇火山噴出物と、本図幅地域東部の九重火山から噴出した九重火山噴出物とがそれぞれ指交関係を保ちつつ分布する。阿蘇火山噴出物は、30ka (ka = 1000 年前)頃に噴出・堆積した阿蘇-1 サイクルの噴出物、14ka 頃の阿蘇-2 サイクルの噴出物、12ka 頃の阿蘇-3 サイクルの噴出物、9ka 頃の阿蘇-4 サイクルの噴出物のそれぞれからなる。これらはいずれも本図幅地域内の低地に広く分布している。

阿蘇-1 サイクルの噴出物は、輝石デイサイト質軽石流の溶結凝灰岩からなる阿蘇-1 火砕流堆積物である。阿蘇-2 サイクルの噴出物は、輝石デイサイト質溶結凝灰岩からなる阿蘇-2A 火砕流堆積物、無斑晶安山岩質スコリア流からなる阿蘇-2B 火砕流堆積物、及び輝石安山岩質の阿蘇-2T 降下スコリア層からなる。この上位に阿蘇-3/2 間の降下火砕物が認められる。阿蘇-3 サイクルの噴出物は、輝石デイサイト質の阿蘇-3W 降下軽石層、輝石デイサイト質軽石を含む阿蘇-3A 火砕流堆積物、輝石安山岩質スコリアを含む阿蘇-3C 火砕流堆積物である。この上位に阿蘇-4/3 間の降下火砕物が認められる。

阿蘇-4 サイクルの噴出物は、いずれも角閃石デイサイト質軽石を含む阿蘇-4A 火砕流堆積物、阿蘇-4 T 火砕流堆積物、阿蘇-4B 火砕流堆積物である。

九重火山噴出物は、角閃石デイサイト質の火砕流堆積物、角閃石デイサイト質及び輝石安山岩質の溶岩・溶岩ドーム、岩屑なだれ堆積物、火砕流堆積物、泥石流堆積物からなる。これらは阿蘇-2 サイクル以降の阿蘇火山噴出物と指交関係にある。

火山麓扇状地堆積物は、涌蓋連山及びくじゅう連山の周囲に見られる。沖積層は河川沿いの狭い地域に発達している。本図幅地域内には黒川・満願寺・田の原・岳湯・筋湯・寒ノ地獄等に温泉及び鉱泉が多数涌出している。

II. 2 研究史

中部九州には九重火山・由布鶴見火山・阿蘇火山のように明瞭な火山地形をもつ火山が分布する。宮原図幅地域内の九重火山については、納富(1920)が初めて調査を行い、いわゆる山陰系と呼ばれる角閃石安山岩からなること、九重火山の噴出は阿蘇熔岩(現在の阿蘇火砕流堆積物)の溢流より以前であること、を明らかにした。また、中部九州には噴出中心の不明瞭な台地状の地形をなす火山岩が広く分布し、研究の初期から注目をひいていた(例えば山上, 1896)。これらは広域に分布する溶結した大規模火砕流堆積物と、安山岩・流紋岩などの水平または緩傾斜の溶岩に当たる。納富(1920)、赤木(1933, 1934)、松本(1918, 1933)、Matumoto(1943)は、火砕流の概念とその堆積物の認識が定着する以前にこれらの堆積物の研究を行い、宮原図幅地域内の火砕流堆積物を阿蘇熔岩・耶馬溪熔岩などと呼んだ。その後(主として1950年代後半以降)、久野(1954)、石井ほか(1956)等によってこれらの岩体が火砕流堆積物(溶結凝灰岩)であることが認識された。

宮原図幅地域を含む熊本県北部から大分県西部にかけての中部九州には、新第三紀から第四紀の開析された溶岩が広く分布する。また、平坦面を形成する台地状の溶岩は火砕岩と指交関係にあることが多い。火砕岩は側方への岩相変化が激しい上に変質帯が岩体の境界と斜交して発達しており、火山層序の解明を困難にしてきた。これらの火山岩に対する1970年代までの研究では、日向神溶岩・万年山溶岩・豊肥溶岩などの広域溶岩名を用いた呼称が提唱されたが、その一部には層序関係あるいは年代が不明のまま、地理的に離れた岩体まで岩質の類似によって対比される場合が多々見られた。例えば、鯛生層群等の緑色変質した変朽安山岩を含む陸上火山地域の火山岩に対して、その噴出年代を岩相及び変質相の類似性に基づいて推定し、東北地方のグリーンタフの年代に依拠して中期中新世(約15-12Ma)としていた(笠間, 1953; 松本, 1963, 1979a; 宮久, 1972; 等)。この当時、松本(1963, 1979b)は前期更新世(200-60万年前)に九州中部に広域の大規模な火山活動があったと考え、これを豊肥火山活動と命名した。そして豊肥火山活動は一般に角閃石安山岩から輝石安山岩に移化し、その末期に台地性の輝石安山岩の流出があったとして、これを豊肥溶岩と呼んだ。次に松本(1977)は、豊肥火山活動の後の50万-30万年前に、より珪長質の火山活動があり、これを豊後火山活動と呼ぶことを提唱した。この活動の産物とされたものに、万年山溶岩・耶馬溪火砕流堆積物・日向神溶岩などが含まれていた。宮原図幅地域を含む大分県地質図(20万分の1)は、上記の岩体区分に基づいて作成された(宮久, 1972)。しか

し一方では、広域溶岩名を用いた火山岩の分類が、野外における層序と著しく異なっていることも指摘された(小野, 1963 の第9図)。

1980年代に入り、火山岩の放射年代と自然残留磁化方位のデータが豊富に得られるようになると、従来の地質層序と年代論に大幅な修正が加えられた。渡辺・林(1983)、鎌田・村岡(1984)、鎌田(1985a)、Kamata(1987)は、日向神溶岩・万年山溶岩・筑紫溶岩などの広域溶岩名で一括されていたものが、それぞれ層序及び噴出年代の異なる複数の溶岩に区分されることを例示した。また鎌田(1985b)と鎌田・渡辺(1985)は、豊肥火山地域の火山岩のK-Ar放射年代値が全て6Maより若いことから、同地域の火山活動は鮮新世初期に始まったと考え、従来の時代論に疑問を投げかけた。

中部九州の火山岩地域では、地表の地質調査と並行して重力をはじめ各種の地球物理学的調査や試錐などが行われてきた(駒澤・鎌田, 1985; 玉生, 1985; 笹田, 1987など)。松本(1979a)は、久保寺ほか(1976)のまとめた重力異常図を用いて、別府から雲仙まで広範囲にわたる火山岩の噴出が東西に伸びた地溝の形成と関連したものと解釈し、“別府-島原地溝”を提唱した。また、松本(1979a, 1984)は中部九州の火山岩層序に関する一連の研究(松本, 1963, 1977)から、別府-島原地溝の火山活動の形成開始年代を中期中新世(15-12Ma付近)とした。その後、鎌田(1985a, b)は、地質調査と多数の火山岩の放射年代測定結果や試錐データに基づいて、(1)中部九州の火山活動は、鮮新世初期に始まり、(2)火山活動は初期から現在に至るまで活動規模を単調に減少し、その結果火山岩分布域が中心部(九重火山周辺)に向けて縮小したことを指摘した。更にKamata(1989b)及びNakada and Kamata(1991)は、別府湾から阿蘇火山までの別府-島原地溝の東部の火山活動は、島原(雲仙)地域の火山活動とは別個の火山活動史と構造発達史をもつものであることを明らかにし、東部の火山活動域を“豊肥火山地域(Hohi volcanic zone)”と名づけた。また鎌田ほか(1988)及びKamata(1977)は、阿蘇火山・九重火山・由布-鶴見火山を含み北東に連なる火山フロント上の火山が、豊肥火山地域を縦断し第四紀初期の1.5Ma頃に形成されたことを明らかにした。

中部九州地域の先第三紀基盤岩の研究として、笹田(1984, 1987)は、地表地質・試錐・重力異常などから豊肥火山地域の基盤地質構造を考察した。また、駒澤・鎌田(1985)は、重力異常値の解析によりこの地域の基盤岩深度を推定した。更に、鎌田(1992, 1993a)は、豊肥火山地域がその南縁の大方-熊本構造線を利用して南に傾斜した半地溝状に陥没していることを明らかにした。豊肥火山地域を含む東西性の地溝の形成テクトニクスについて、鎌田・小玉(1993)及びKamata and Kodama(1994)は、中央構造線の右横ずれ運動の開始及びフィリピン海プレートの沈み込み再開(約6Ma)との関連性に基づいて論じた。

宮原図幅地域内の個々の岩体の地質層序の研究としては以下の文献がある。山崎・松本(1967)、太田ほか(1968)、高島(1972, 1974)、松本ほか(1973)、松本(1974)、鎌田(1985a)、麻生・渡辺(1985)、Kamata et al. (1988)の諸論文は、九重火山周辺地域の火山岩類の地質調査結果を報告した。豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)は、宮原図幅地域を含む中部九州地域の1980年までの情報に基づく地質調査結果をコンパイルした。また、小野(1963)は、本図幅地域とその東隣の久住図幅地域にまたがって分布する九重火山噴出物の地質層序を研究し、その大要を確立した。また、松本(1983)は九重火山及びその周辺地域の調査結果を5万分の1地質図とともに報告した。小林・池辺(1985)及び太田(1991)は、

火山灰層序学の手法を導入し、九重火山東部の噴出物に関するそれまでの層序研究の一部を訂正した。鎌田(1991)、鎌田・小林(1992; 1996)、Kamata and Kobayashi (1997)は、火山灰間の腐植土壌の¹⁴C年代測定結果を用いて、九重火山の噴火史を明らかにした。鎌田(1991)及び井村・鎌田(1996)は、九重火山の噴火の歴史記録を検討した。Kamata and Kobayashi (1997)は九重火山の最近1.5万年間の平均噴出率を求め、今後起こる可能性のある火山災害様式を指摘した。阿蘇カルデラから噴出した阿蘇火砕流堆積物の層序に関しては、小野(1965)がカルデラ東部の地質調査結果に基づきその概要を報告し、小野ほか(1977)と小野・渡辺(1983)が訂正・確立した。また、初倉ほか(1979)は、宮原図幅地域内の阿蘇カルデラ北部の火砕流台地の5万分の1地質図を報告した。小野・渡辺(1985)は、阿蘇火山中央火口丘群、カルデラとその周辺地域の5万分の1地質図を報告した。Kamata (1989a)と鎌田ほか(1994a)は、宮原図幅地域とその北隣の森図幅地域にまたがって埋積されている猪牟田カルデラと、これを給源とする耶馬溪火砕流堆積物及び今市火砕流堆積物の記載を行った。岩尾(1979)及び岩内・長谷(1989)は、本図幅地域内に小分布をもつ堆積岩の層序を記載した。

III. 白亜紀花崗岩類及び変成岩類

本図幅地域の先第三系基盤岩類として、白亜紀の変成岩類と花崗岩類が、一の宮町合戦群付近に狭小に露出している(初倉ほか, 1979; 通商産業省, 1980)。本図幅地域を含む国東半島から九重・阿蘇地域にかけての花崗岩類は、産状、主化学組成、年代測定値から領家帯に属すると考えられている(笹田, 1987)。本図幅地域では合戦群付近以外には花崗岩類及び変成岩類は地表には露出していないが、試錐によって広く本図幅地域の火山岩類の基盤岩をなすことが判明している(笹田, 1984, 1987; 玉生, 1985; Kamata, 1989b)。

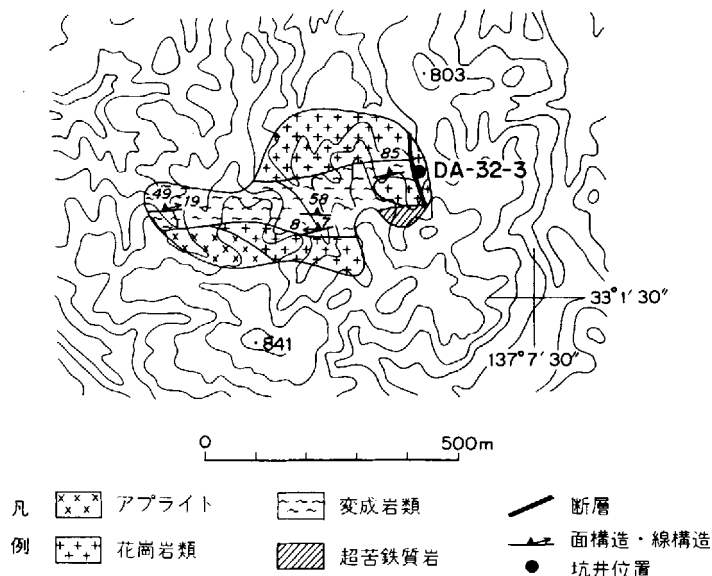
合戦群花崗岩類(Gt)及び合戦群変成岩類(Gs)

合戦群の周辺は阿蘇火砕流堆積物に広く覆われているが、合戦群集落の南西約1kmの地点に、変成岩類と花崗岩類が東西約600m、南北約300mの範囲に分布する(第8図)(初倉ほか, 1979; 笹田, 1987)。合戦群付近の基盤岩は笹田(1987)により詳細に記載されている。

合戦群花崗岩類は、白雲母含有黒雲母花崗岩・白雲母黒雲母花崗閃緑岩・ペグマタイト・アプライトからなる。白雲母含有黒雲母花崗岩は雲母片岩を貫き、石英に富むペグマタイトが花崗岩を貫いている。白雲母黒雲母花崗閃緑岩は沢の転石として見出される。この他に笹田(1987)は地表での露出の東端部付近(合戦群の南西約1kmの地点; 33°1.6'N, 131°7.4'E)で掘削された160m試錐(DA-32-3)のコアの記載を報告している。

合戦群変成岩類はほとんどが雲母片岩よりなり、一部に角閃石片岩が見出されている。これらの片理面は、走向が東西で60°-90°北へ傾斜する。この他に転石として、主としてトレモラ閃石からなる超苦鉄質岩が確認されている。

合戦群の南南東約1200mの地表に分布する雲母片岩から、 82.6 ± 4.1 MaのK-Ar年代値(全岩)が得



第8図 合戦群付近における合戦群花崗岩類及び合戦群変成岩類の地質図 (笹田, 1987による).
等高線は10m間隔

られている(笹田, 1987)(付表A-1の3). また, 試錐(DA-32-3)中の55m深度の白雲母含有黒雲母花崗岩の黒雲母から80.7Ma, 131m深度の白雲母含有黒雲母トーナラル岩の黒雲母から108Ma, 152m深度の雲母片岩の黒雲母から77MaのK-Ar年代値が報告されている(通商産業省, 1980)(付表A-1の1, 2, 4).

雲母片岩 GSJ R63498 (K102C)

産地: 一の宮町合戦群.

構成鉱物: 石英・斜長石・白雲母・黒雲母.

副成分鉱物: 鉄鉱.

白雲母含有黒雲母花崗岩 GSJ R63499 (K102A)

産地: 一の宮町合戦群.

構成鉱物: 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母・白雲母.

副成分鉱物: 鉄鉱・ジルコン・モナズ石.

IV. 新第三系鮮新統

吉ノ本安山岩 (Yo, 改称)

宮原図幅地域を含む豊肥火山地域の西縁部には, 新第三系の火山岩が分布し, その一部は特徴的な緑色変質や白色変質を受けている. この地域の個々の火山岩体は側方変化が顕著で連続性が悪く, ま

た化石を含む連続性の良い鍵層となるような堆積岩や大規模な火砕流堆積物を欠くために、互いの層序関係が明らかではない。研究史の項(Ⅱ. 2)で述べたように、従来火山岩の対比は主として岩相の類似性に基づいて行われ、更に火山岩の噴出時代の推定が変質度によってなされていた(例えば、宮久, 1972)。本報告では、層序関係及び多数の年代測定値を再検討し、本図幅地域の西部に広く分布し、従来中部中新統から下部更新統まで考えられてきた火山岩類を、鮮新統の吉ノ本安山岩として一括した。

定義: 上津江村・小国町・南小国町とその周辺に広がる普通角閃石安山岩を主体とする溶岩及び火砕岩を、吉ノ本安山岩と呼ぶ。従来この地域の安山岩は、変質の進んだ部分が鯛生層群、未変質あるいは変質の弱い部分が筑紫溶岩及び日向神溶岩と呼ばれ、それぞれ中部中新統、上部鮮新統- 下部更新統と考えられてきた(宮久, 1972)。しかし、変質度は地層境界と斜交する上に、弱変質・未変質の両地域から鮮新世後期のK-Ar年代値が得られた結果、変質度を主体とした地層区分は再検討を要することが判明した(鎌田, 1985a, b)。宮久(1972)により鯛生層群分布域とされた地域は、安山岩溶岩が酸性変質を被った地域に相当し、このような変質を受けない地域についても別の地層として区分する根拠がないことから、鎌田(1985a)は、両者を一括し吉ノ本溶岩と呼んだ。同様の溶岩の変質度に関する問題は、豊岡図幅中の宇佐火山岩類についても再検討・再定義されている(星住・森下, 1993)。本図幅ではこれらの変質・未変質の地層を一括して扱うのが適当と考え、また溶岩岩体の解析が進んでおり火山地形が明瞭でないため、吉ノ本安山岩という名称を用いた。模式地は、鎌田(1985a)の吉ノ本溶岩と同じく上津江村吉ノ本南東(33° 05' 18" N, 131° 00' 40" E)である。

分布: 中原川なかぼるがわの西方、杉ノ平の南方、甲の瀬の北方の山頂標高700-800mで、谷底との比高100m以内の浸食谷が発達し開析された山地に分布する。このほかに、押戸石おしとしいしと合戦群かしのむれの周辺において孤立した吉ノ本安山岩の分布が見られる。

層序関係: 本図幅に露出する火山岩類の中で最下位の溶岩であり、上滴水安山岩かみたるみず・耶馬溪火砕流堆積物やまけい・阿蘇火砕流堆積物に覆われる。また合戦群において白亜系の合戦群花崗岩類・変成岩類を覆う。

岩相: 斜長石巨晶(最大15mm)を多く含む暗緑灰色の単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩溶岩からなり、しばしば普通角閃石巨晶(最大12mm)を多く含む、黒雲母と石英をまれに含む場合がある。柱状節理の発達する塊状の溶岩からなり、火砕岩を挟むことが少ない。層厚は250m以上である。若林の南東1kmの片二田付近では、酸性変質を被り緑灰色から白色・黄褐色を呈する。

年代: 鎌田(1985a)及び通商産業省資源エネルギー庁(1991)は、吉ノ本安山岩から多数のK-Ar年代値を報告した。これらの測定地点は広範囲にわたっているにもかかわらず、年代値の中央値は2.3-2.8Maの比較的狭い範囲に入る。鎌田(1985a)の報告した6個の試料の年代測定結果は、いずれも大気⁴⁰Arに対する放射起源⁴⁰Arの割合の十分高いものであり、比較的精度の良い年代値を示す(付表A-1の5-10)。これらの年代値の中央値は2.5-2.8Maに集中し、かつ全岩化学組成のばらつきも少ない(鎌田1985a, 第2表のNos. 1-6)。岩石試料はいずれも新鮮であることから年代値は各々の溶岩の噴出年代を示すと考えられ、また6個の年代値が集中することは吉ノ本安山岩がある限られた時代に噴出した地層であることを示す。

吉ノ本安山岩の自然残留磁化方位は正極性・逆極性の両者が含まれる(鎌田, 1985a)。測定値2.6Ma

及び 2.7Ma の試料の自然残留磁化方位が正帯磁を示し、測定値 2.5Ma の試料が逆帯磁を示すことは、吉ノ本安山岩が鮮新世後期の Gauss 正磁極期の後期から松山逆磁極期の初期付近に噴出したことを示唆する。

供給岩脈：南小国町^{やたばる}矢田原の南では走向 N80°W 傾斜 77°N で厚さ 4m と 6m の普通角閃石安山岩の岩脈が吉ノ本安山岩を貫いている。岩脈の K-Ar 年代値は $2.9 \pm 0.6\text{Ma}$ (鎌田, 1986a) を示し(付表 A-1 の 11)、これらは吉ノ本安山岩の供給岩脈の一部であると推定される。この岩石の化学組成を第 2 表の 1 に示す。

黒雲母含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩溶岩 GSJ R63500 (K1100)

産地：上津江村吉ノ本の南東 300m

産状：暗緑灰色塊状の安山岩溶岩で、柱状節理が発達する。肉眼では 8mm 大の斜長石斑晶が見られる。

斑晶：斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母が認められる。普通角閃石斑晶の中には、オパサイト化し微細な輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されているものがある。

石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。

K-Ar 年代値と SiO_2 : $2.7 \pm 0.3\text{Ma}$; 58.74% (鎌田, 1985a)

自然残留磁化方位：正極性。

黒雲母含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩溶岩 GSJ R63501 (K1007)

産地：南小国町^{じょうのだけ}城尾岳山頂付近。

産状：暗灰色塊状の安山岩溶岩で、柱状節理が発達する。肉眼で 7mm 大の斜長石斑晶が見られる。

斑晶：斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物を含み、まれに黒雲母が認められる。普通角閃石斑晶には、全面がオパサイト化したものと周縁のみがオパサイト化したものとが認められる。

石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物から成り、ハイアロピリティック組織を示す。変質は受けていない。

K-Ar 年代値と SiO_2 : $2.6 \pm 0.3\text{Ma}$; 60.42% (鎌田, 1985a)

V. 第四系下部更新統

本地域の第四系下部更新統は、ブリュンヌ正磁極期の前に噴出、堆積した地層からなり、上滴水安山岩、山甲川流紋岩、耶馬溪火砕堆積物から構成される。

V. 1 上滴水安山岩 (Ta, 改称)

定義：小国町宮原西方^{かみたるみず}の上滴水周辺に分布する、青灰色の緻密堅硬なかんらん石を含む角閃石輝石安山岩の溶岩を主体とする岩体を、上滴水安山岩と呼ぶ。従来、上滴水安山岩は、中部九州において広域溶岩名として呼称されてきた“筑紫溶岩”^{つくし}の一部とされており(宮久, 1972)、また筑紫溶岩を含む輝石安山岩質火山活動^{ほうひ}は豊肥火山活動として一括されてきた(松本, 1963)。これに対して鎌田・村岡

(1984)は、従来筑紫溶岩とされた輝石安山岩溶岩が噴出時代のかげ離れた火山活動を少なくとも3回(0.7-0.9Ma, 1.3-1.7Ma, 2.4Ma)包含することを明らかにした。この結果に基づき鎌田(1985a)は、噴出年代の求まった溶岩について個々の地名を用いて地層名を新称することを提唱し、本地域の安山岩を上滴水溶岩と呼んだ。なお、上滴水溶岩は火山地形を残存しないので、本報告では上滴水安山岩と改称する。模式地は鎌田(1985a)の上滴水溶岩と同じく小国町上滴水の南方(33°08'10"N, 131°01'30"E)である。

分布: 上滴水安山岩は、宮原の西方、上滴水から杉ノ平の北方にかけての傾斜のゆるい台地の上、鈴ヶ岳の下部、及び片田北方の杖立川^{つえだて}の谷沿いに分布する。

層序関係: 上滴水安山岩は吉ノ本安山岩を直接覆い、山甲川流紋岩と阿蘇火砕流堆積物に直接覆われる。

層厚: 約150m。

岩相: 上滴水安山岩は柱状節理の発達する塊状の溶岩からなる。場所により板状節理が発達する。肉眼で苦鉄質鉱物の斑晶の目立つもの(鎌田, 1985aの第2表のK1086)と、斜長石斑晶のみの目立つもの(同上の第2表のK1070)との2種に区別されるが、斑晶組合せの差異はなく両者の化学組成は若干異なる。野外では2種の岩相の層序関係が明らかでなく、かついずれも吉ノ本安山岩を覆い山甲川流紋岩に覆われることから上滴水安山岩として一括した。

小国町の下滴水付近では、上滴水安山岩の上位に上滴水安山岩の礫で構成されるシルト岩-砂岩質の堆積岩層がわずかに見られる。このような淡水性堆積岩層に対して岩尾(1979, p.30)は滴水層^{たるみず}と命名した。滴水層の主たる岩相は凝灰質泥岩からなり、薄い亜炭層が挟在し、亜炭層はかつては稼行されていたらしい。岩尾(1979)は、滴水層の層序を山甲川流紋岩の下位、上滴水安山岩の上位とし、その層厚は約30mであるとした。Miki and Kokawa(1962)は本層中の亜炭層から産出した植物化石から、滴水層を鮮新統-下部更新統と考えた。筆者の調査時(1990-1995)にはほとんどこれらの露出がなく、その層位及び内容の確認ができなかったため、本報告では便宜的に上滴水安山岩に含めておく。

年代: 上滴水安山岩の新鮮な試料のK-Ar年代値として、 1.3 ± 0.2 Ma及び 1.7 ± 0.3 Maが得られている(鎌田, 1985a; 付表A-1の12と13)。よって上滴水安山岩として一括した岩相の類似する複数の溶岩は、約1.3-1.7Ma前後に噴出したと考えられる。上滴水安山岩の自然残留磁化方位には、逆極性を示すものと明瞭ではないものとの両者が見られる(鎌田, 1985a)。

かんらん石含有普通角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩 GSJ R63502 (K1086)

産地・産状: 小国町上滴水の南100m。青灰色の緻密堅硬な安山岩溶岩で、柱状節理が発達する。

斑晶: 肉眼で2mm大の輝石が見られる。斑晶として斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び少量の普通角閃石・不透明鉱物を含み、まれにイデイングス石に変化したかんらん石が認められる。普通角閃石斑晶はオパサイト化し、微粒の輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。

石基: 石基は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・ガラス・不透明鉱物からなり、インターサタル組織を示す。変質は受けていない。

K-Ar年代値とSiO₂: 1.7 ± 0.3 Ma; 54.49% (鎌田, 1985a)

自然残留磁化方位: 明瞭ではない。

石英かんらん石含有普通角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩 GSJ R63503 (K1070)

産地・産状: 上滴水の北東3km。青灰色の緻密堅硬な安山岩溶岩で、柱状節理・板状節理が発達する。

斑晶：肉眼では2mm大の斜長石が目につきマフィック鉱物は目立たない。斑晶として斜長石・単斜輝石・斜方輝石及び少量の角閃石・不透明鉱物を含み、まれにイデイングス石に変化したかんらん石及び融食された石英が認められる。普通角閃石斑晶はオバサイト化し、周縁が微粒の輝石・斜長石・不透明鉱物等に置換されている。

石基：石基は斜長石・斜方輝石・単斜輝石・ガラス・不透明鉱物から成り、インターサータル組織を示す。前項のK1086と比較すると石基鉱物が細粒である。変質は受けていない。

K-Ar年代値とSiO₂: 1.3 ± 0.2Ma ; 61.28% (鎌田, 1985a)

自然残留磁化方位：逆極性を示す。

V. 2 山甲川流紋岩 (Y1, Yp, 再定義)

定義：鎌田(1985a)は、従来宮久(1972)により万年山溶岩に一括されていた小国町山甲川周辺の流紋岩溶岩が、万年山地域の流紋岩溶岩と区別されることを明らかにし山甲川溶岩と命名した。模式地は小国町下巢牧場の東3kmの山甲川沿い(33°09'10"N, 131°02'35"E)である。また、麻生・渡辺(1985)は山甲川溶岩とその下位の流紋岩質の非溶結火砕流堆積物が一連の噴火堆積物であると考え、山甲川溶岩とされた岩体が火砕流起源の溶結凝灰岩である可能性を提起した。本図幅では溶岩(Y1)と火砕流堆積物(Yp)の部分を合わせて山甲川流紋岩と再定義する。

分布：上滴水の北方の標高600m台の平坦な台地面を作り、いわゆるメサ地形を呈する。

層厚：約200m。

層序関係：上滴水安山岩を直接覆い、阿蘇-4A火砕流堆積物及び阿蘇-4T火砕流堆積物に直接覆われる。なお、鎌田(1985a)は、耶馬溪火砕流堆積物と山甲川流紋岩とは分布域が離れているために野外で互いの層序関係を決定できず、当時得られたK-Ar年代値を考慮し、耶馬溪火砕流堆積物は山甲川流紋岩の下位と考えた。しかし、その後得られたK-Ar年代値(1.15 ± 0.06Ma ; K2135 ; 付表A-1の15)及びフィッション・トラック(以下ではFTと省略)年代値(1.2 ± 0.2Ma ; K3181 ; 第3表及び付表A-1の14)から、本報告では山甲川流紋岩を耶馬溪火砕流堆積物の下位とする。

第3表 山甲川流紋岩のフィッション・トラック年代測定値 試料採取地点は付表A-1及び地質図の14を参照

試料番号	岩石	測定鉱物	年代値 (Ma)	自発核分裂飛跡		誘導核分裂飛跡		P (χ ²) (%)	熱中性子フルエンス		結晶数 (個)	ウラン 濃度 (ppm)	測定法
				ΣNs (個)	ρs (10 ⁴ /cm ²)	ΣNi (個)	ρi (10 ⁴ /cm ²)		ΣNd (個)	ρd (10 ⁴ /cm ²)			
K 3181 (GSJ R63551)	黒雲母 流紋岩 溶岩	ジルコン	1.2 ± 0.2	58	6.52	1306	1.47	75	2311	7.51	30	160	ED2

産地：熊本県阿蘇郡小国町瀬瀨の北

産状：溶岩

測定者：(株)京都フィッション・トラック 榎原 徹

原子炉：立教大学原子炉 TRIGA MARK II

熱中性子線量測定用標準ガラス：NBS SRM612

エッチング条件：KOH:NaOH = 1:1(mol)etchant, 225°C, 40hours

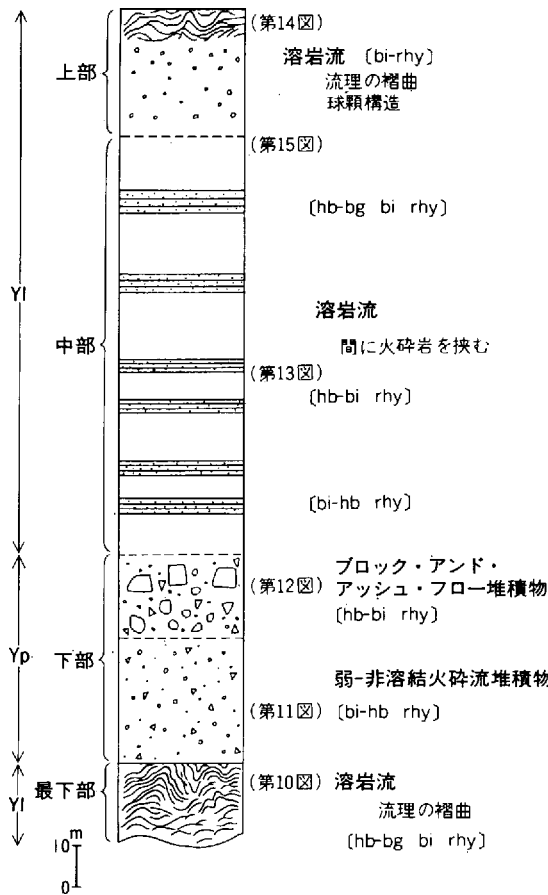
$\lambda_{235} = 372 \pm 5$ (Danbara et al., 1991)

²³⁵Uの全壊変定数： $\lambda_0 = 1.480 \times 10^{-10}/\text{yr}$

年代値 $T = \ln(1 + \lambda_0 \cdot \rho_s \cdot \rho_i) / \lambda_0$

ρsとρiの相関性 r : 0.209

岩相：上下方向の岩相変化及び鉱物組合せの変化が見られ、最下部・下部・中部・上部の4部分に分かれる(第9図)。最下部は10m以上の層厚をもつが下限が確認できない。最下部は流理構造の発達した普通角閃石含有黒雲母流紋岩溶岩からなる(第10図)。下部は約50mの層厚をもち、主として非溶結火



第9図 山甲川流紋岩の模式柱状図 rhy: 流紋岩 bi: 黒雲母 hb: 普通角閃石 bg: 含有

碎流堆積物(第11図)と、溶岩のブロックを多数含むブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物(Cas and Wright, 1987; Kamata et al., 1991)とからなる(第12図). この層準では一般に普通角閃石が黒雲母より多く含まれる. 下部と最下部との間では時間間隙を示す証拠は認められず, 幅数mの流理構造の褶曲した最下部の溶岩流の表面に, 下部の非溶結火砕流堆積物相が直接のる. 中部は約100mの層厚の普通角閃石黒雲母流紋岩溶岩である. この層準では斑晶として黒雲母は常に含まれるが, 普通角閃石斑晶の量は変化し, 黒雲母より多かたたり少なかったりする. また, 緻密堅硬に脱ガラス化した流紋岩溶岩の岩相の中に厚さ20-50cm程度の比較的発泡の良い自破砕火砕岩に似た岩相が挟まれる場合がある(第13図). 上部は約30mの層厚の灰赤紫色の黒雲母流紋岩溶岩である. 最下部の岩相と類似し流理構造が顕著に発達し, 球顆構造がしばしば見られる. また, 溶岩の表面では数m幅の流理構造の褶曲が見られる(第14図). 中-上部にはガラス質レンズを含む溶結凝灰岩がしばしば見られ(第15図), 山甲川流紋岩の少なくとも一部は溶結火砕岩の起源をもつことを示唆する.

山甲川台地の分布とは離れて, 小国町北里^{きたざと}及び小国町鯛田^{たいのた}にも山甲川流紋岩と同質の黒雲母流紋岩



第10図 山甲川流紋岩の最下部に見られる流理構造の発達した溶岩 最上部と同様に流理は数m幅の褶曲を受けている。横幅は1.2m。小国町小国築瀬、杖立川沿い

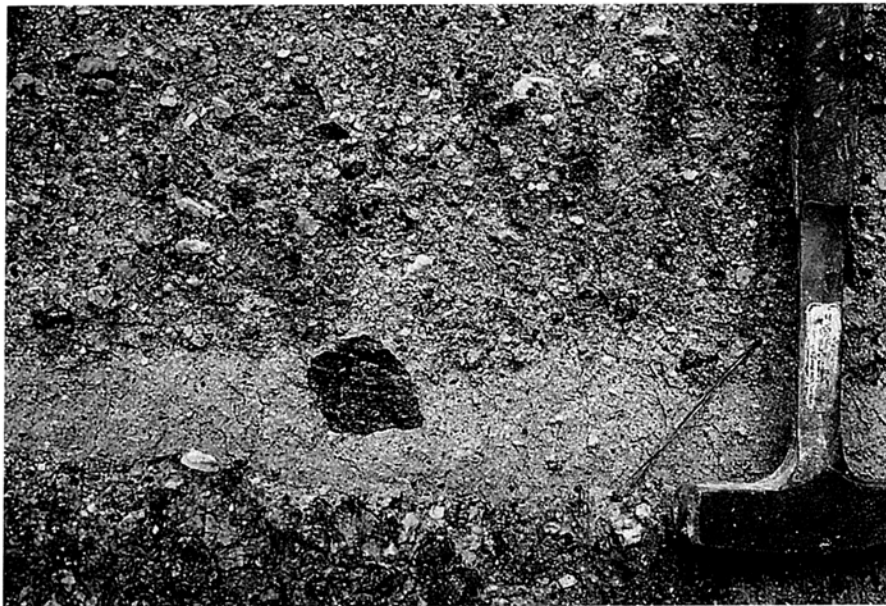
溶岩が分布する。鯛田地域の北方では、標高700m前後のメサ地形を呈する。これらは山甲川での上部の岩相と類似する。北里と鯛田の両地域の流紋岩溶岩の自然残留磁化方位は、山甲川台地のものと同様にいずれも逆極性である。

年代：山甲川の台地上の山甲川流紋岩中部の溶岩相から、 $0.9 \pm 0.2\text{Ma}$ のK-Ar年代値が得られた(鎌田, 1985a)(付表A-1の16)。更に、最下部の溶岩相から $1.15 \pm 0.06\text{Ma}$ のK-Ar年代値(鎌田, 1986b)と $1.2 \pm 0.2\text{Ma}$ のFT年代値(新出値；第3表)が得られた(付表A-1の14-15)。これらの岩石試料は堆積直後の脱ガラス化を受けているが、その後の変質は受けていないので、上記の年代値は噴出年代を示すと考えてよい。山甲川流紋岩の自然残留磁化方位は全て逆極性を示す(鎌田, 1985a)。したがって、山甲川流紋岩は松山逆磁極期内でハラミヨ・サブクロン前の1.2Ma前後に噴出したと考えられる。

黒雲母流紋岩(山甲川流紋岩上部) GSJ R63504 (K1075)

産地・産状：小国町下巢牧場の東3km。溶岩。

岩石：灰紫色の流紋岩溶岩で、流理構造が顕著に発達し球顆構造がしばしば見られる。



第 11 図 山甲川流紋岩の下部に見られる非溶結火砕流堆積物(上) 灰色の円磨された軽石と黒曜石片を含み、構成物の粒径の差によりフロー・ユニットが見られる(下)、小国町築瀬

斑晶：斜長石・黒雲母・不透明鉱物を含み、まれにジルコンが認められる。

石基：石基はガラス及びサニディンと思われる放射状の針状微結晶から成る。試料をX線粉末法により解析した結果、サニディン及びクリストパライトの各回析ピークが明瞭に認められた。サニディンの(060)回析ピークの $2\theta = 41.66^\circ$ 及び(204)回析ピークの $2\theta = 50.9^\circ$ は、Wright(1968)のアルカリ長石組成図上で高温型サニディン(Or70 Ab30)を示す。流紋岩中のガラスの高温での脱ガラス化により高温型サニディン及びクリストパライトを生じることが、溶結凝灰岩でよく知られている(Smith, 1960)現象であり、このサニディンは溶岩の堆積直後に生じた鉱物と考えられる。

K-Ar 年代値と SiO_2 : $0.9 \pm 0.2\text{Ma}$; 73.92% (鎌田, 1985a)

自然残留磁化方位：逆極性。



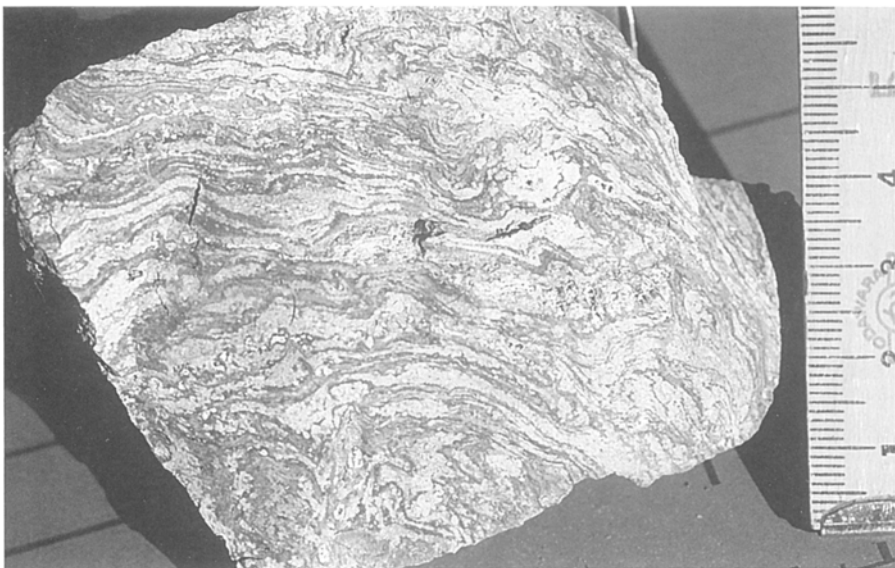
第12図 山甲川流紋岩の下部に見られるブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物(上) 流理構造の発達した発泡の悪い流紋岩の岩塊(径10cm-2m)の間を、同質の細粒物が埋めている(下)、小国町築瀬



第13図 山甲川流紋岩の中部に見られる溶岩流(上)と火砕岩(下) 溶岩流は緻密で堅硬であり露頭で突出する。火砕岩はやや発泡しかけた部分がまだらにあり、基本的に凹部と凸部の互層を呈する。
小国町築瀬



第14図 山甲川流紋岩の上部に見られる流理の褶曲構造 数cm幅の細かい流理の褶曲と数m幅の大きな褶曲との両者が見られる。横幅は50cm。小国町築瀬の北、杖立川沿い



第15図 山甲川流紋岩の中-上部に見られる溶結凝灰岩 著しく延びたガラス質レンズが見られる。
スケールはcm。小国町下巢^{げす}牧場

V. 3 耶馬溪火砕流堆積物 (Yb)

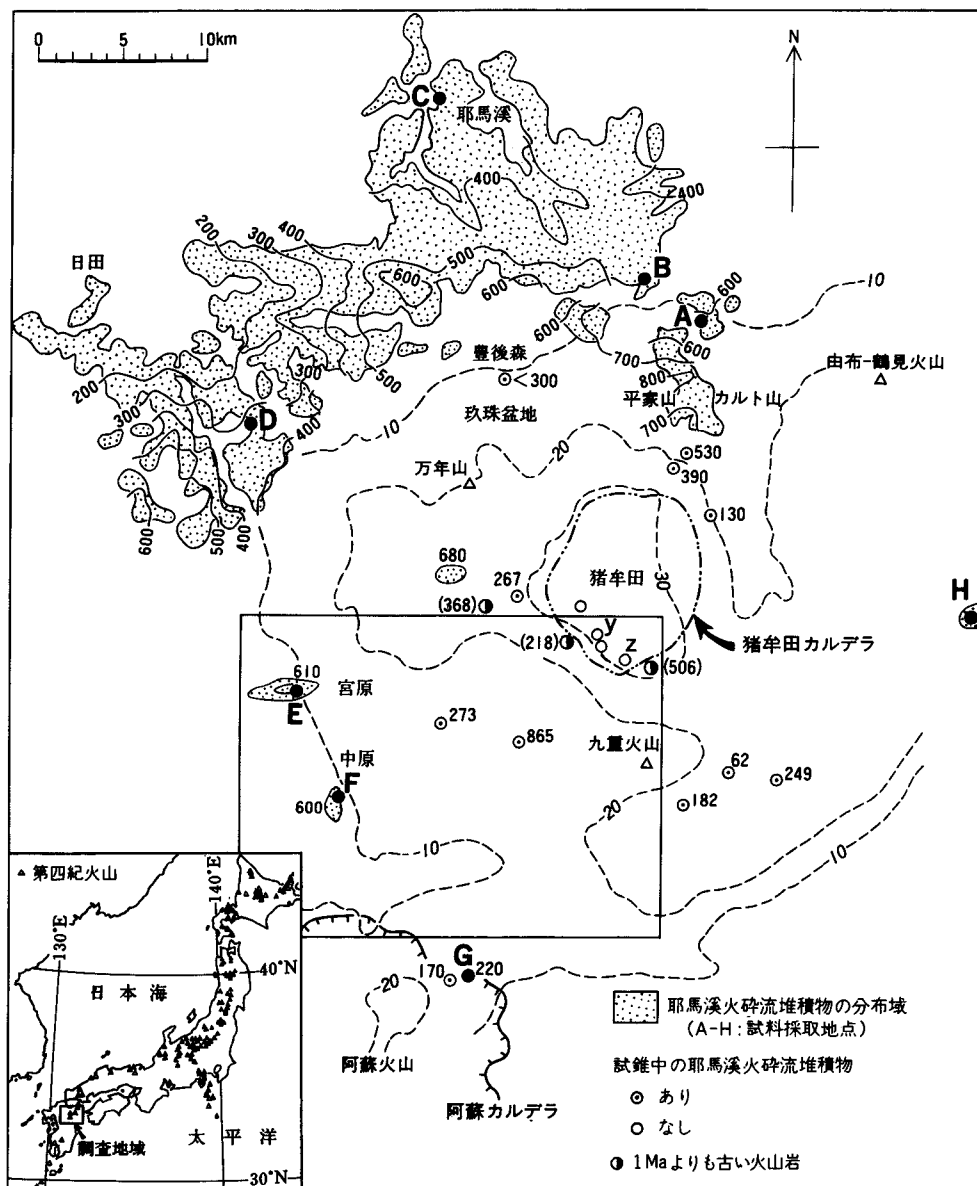
定義: 加藤(1918)は、耶馬溪^{やまがせ}地域及び英彦山^{ひこさん}地域に分布する耶馬溪火砕流堆積物を“旧期阿蘇溶岩台地”と呼び、“阿蘇溶岩(阿蘇火砕流堆積物)”と初めて区別した。松本(1933)はこれを“耶馬溪溶岩”と呼び、耶馬溪火砕流堆積物のおおよその分布域を最初に明らかにした。これらの分布域はMatumoto(1943, 1963)にまとめられている。石井ほか(1956)は“耶馬溪溶岩”が溶結した火砕流堆積物であることを初めて明らかにし、以後の研究では、耶馬溪火砕流堆積物の名称が用いられている(古賀, 1981; 鎌田, 1985a; 星住ほか, 1988; Kamata, 1989a; 星住・森下, 1993 など)。耶馬溪火砕流堆積物は熊本県から大分県にまたがる広大な地域に広がり、中部九州では最大規模の火砕流堆積物の1つである(鎌田ほか, 1994a)。また、耶馬溪火砕流堆積物は九重火山周辺地域と阿蘇カルデラ内の試錐中でも確認されている(Kamata, 1989a; 鎌田, 1993b)。耶馬溪火砕流堆積物の模式地は、大分県耶馬溪町鹿熊(耶馬溪図幅地域内)とされている(鎌田・星住, 1996a)。

層序関係: 耶馬溪火砕流堆積物は吉ノ本安山岩を直接覆い、阿蘇-2, 3, 4 火砕流堆積物に直接覆われる。また、九重火山の東方の地表及び試錐では、耶馬溪火砕流堆積物は久住及び犬飼図幅地域に分布する今市火砕流堆積物を覆う(Kamata, 1989b; 鎌田ほか, 1994a; 星住・鎌田, 1996)。

分布: 本図幅内では、西部の小国町杉ノ平東方(613m 峰)で尾根をつくるほか、湯田川支流沿い小国



第16図 耶馬溪火砕流堆積物の強溶結部 脱ガラス化があまり進行していない部分では、白色の基質中に黒色のガラス質レンズが見られる。レンズキャップの径は52mm。南小国町大字中原^{なかばる}字和田の南方



第17図 耶馬溪火砕流堆積物の分布域・海拔標高と試錐コア中に確認された耶馬溪火砕流堆積物の上面の標高 点鎖線は埋積された猪牟田カルデラの位置 (Kamata, 1989 a を一部修正)。四角は宮原図幅地域を示す

町中湯田の南に孤立して分布する(鎌田, 1985a)。

層厚：森図幅地域、耶馬溪図幅地域では200m以上ある(鎌田・星住, 1996a)が、本図幅地域内では最大40m程度である。

岩相：本図幅地域での耶馬溪火砕流堆積物は溶結部のみからなる。本地域には耶馬溪火砕流堆積物の

直下に降下火山灰層(星住ほか, 1988)は認められない。耶馬溪火砕流堆積物は大きさ1-3mm程度の多量の斜長石・普通角閃石・斜方輝石の結晶片を含むのが特徴的である。溶結部には幅約0.5-4mの柱状節理が発達する。岩石は暗灰白色の溶結凝灰岩であり, 暗灰色の基質中に長さ数cm以下, 時に30cmに及ぶ黒色ガラス質本質レンズをしばしば含む(第16図)。しかし, 大部分の地域では堆積後の脱ガラス化作用により全体に灰色となり基質とレンズの区別が難しくなる。斑晶として斜長石・普通角閃石・斜方輝石・不透明鉱物・ジルコンを含み, 斑晶の破片及び輝石安山岩の外來岩片がよく見られる。石基はガラスからなり, 潰れたビトロクラスティック構造が明瞭である。古賀(1981)に全岩化学組成が報告されている。

噴出源：噴出源となった火口やカルデラ地形は地表には存在しない。しかし, Kamata(1989a)は耶馬溪火砕流堆積物の分布・層厚変化・堆積物上面の傾斜及び試錐データ・重力異常から, 九重火山北方の猪牟田付近の重力負異常域に埋積されたカルデラ(猪牟田カルデラ)を想定し, 耶馬溪火砕流の噴出源と考えた(第17図)。

年代：かつて耶馬溪火砕流堆積物のジルコンのFT年代値として, 0.40Ma(松本ほか, 1977)及び 0.32 ± 0.19 Ma(玉生・糟谷, 1983)の年代値が得られていた。一方, K-Ar年代では0.96-1.03Maの値が得られており(宇都・須藤, 1985; 新エネルギー産業技術総合開発機構, 1989; 星住・森下, 1993), 両者は一致していなかった。これまでに調査された耶馬溪火砕流堆積物の自然残留磁化方位は, 全て正極性を示し(曾屋龍典, 1984 私信; 星住ほか, 1988; 林田ほか, 1993; 鎌田, 1985a; Hayashida et al., 1996), 逆極性を示す今市火砕流堆積物に覆われる。Hayashida et al. (1996)は耶馬溪火砕流堆積物の示す正極性が, やや浅い伏角(約 30°)を持つことを明らかにした。宇都・須藤(1985)は逆帯磁の花平溶結凝灰岩とその下位の耶馬溪溶結凝灰岩について, 異質岩片をできる限り除去した全岩K-Ar年代を求め, 前者については 0.76 ± 0.17 Ma, 後者については 0.99 ± 0.03 Maの年代値を得た。その結果, 耶馬溪火砕流堆積物は, ハラミヨ・サブクロン(0.99-1.07Ma; Shackleton et al., 1990)に噴出したことを明らかにした。その後, 檀原ほか(1993, 1997)は, 耶馬溪火砕流堆積物中のジルコンのフィッシュントラック年代値(1.04 ± 0.05 Ma)を報告している。耶馬溪火砕流堆積物は, 前期更新世末期(ハラミヨ・サブクロン)の重要な鍵層の1つである大阪層群ピンク火山灰及び上総層群O7火山灰と対比されている(檀原ほか, 1992, 1997; Hayashida et al., 1996)。

なお, 猪牟田カルデラは耶馬溪火砕流堆積物の噴出の約10万年後に今市火砕流を噴出した複成カルデラと考えられている(鎌田ほか, 1994a)。また, 猪牟田カルデラは松山逆磁極期末期の広域テフラ(大阪層群アズキ火山灰と上総層群Ku6C火山灰)の供給源でもある(鎌田ほか, 1994b; Kamata et al., 1997)。

単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R63505 (K1238)

産地・産状：小国町杉ノ平の東約1kmの613m峰付近。強溶結の火砕流堆積物。

自然残留磁化方位：正極性。

結晶：斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱。

基質：ガラス片, 本質ガラスレンズ及び細かい結晶片や異質岩片からなる。ガラス片は偏平化し互いに密着している。異質岩片は安山岩・変朽安山岩・花崗岩等からなる。

VI. 第四系中部更新統

本地域の第四系中部更新統は、ブリュンヌ正磁極期に噴出・堆積した大岳安山岩・杖立層・大展望安山岩・柴やかた峠安山岩・コトバキ山安山岩・涌蓋火山噴出物・朝日台溶岩からなる。

VI. 1 大岳安山岩 (Ot, 改称)

定義: Kamata et al. (1988)は、本図幅地域中央部の大岳付近に露出する輝石安山岩溶岩を大岳溶岩と呼称した。大岳溶岩は火山地形を残していないことから、本報告では大岳安山岩と改称する。大岳安山岩は、山崎・松本(1967)及び太田ほか(1968)により豊肥火山岩類とされたものの一部に相当し、また松本(1983)の豊肥安山岩の一部にあたる。

分布・層厚: 大岳安山岩は大岳周辺の、みそこぶし山と黒岩山の間を流れる^{くす} 珍珠川の川底に分布し、基底は露出しない。柱状節理の発達する塊状の輝石安山岩からなる。地上で確認できる層厚は150m以上である。

層序関係: 涌蓋山地の地表に露出する最下位の溶岩であり、涌蓋火山噴出物の基盤をなす。大岳安山岩はみそこぶし山溶岩・九重火山噴出物(黒岩山溶岩・^{はんた} 飯田火砕流堆積物・九重第1降下軽石の再堆積物)・火山麓扇状地堆積物に直接覆われる。また、地形判読から大岳安山岩は^{ひとめやま} 一目山溶岩・九重火山噴出物の獺師山溶岩及び合頭山溶岩に覆われると考えられる。大岳安山岩はみそこぶし山と黒岩山との間の谷間にもみ露出するが、地熱調査井の結果からは涌蓋山地の溶岩類の地下に大岳安山岩と同質の岩相を示す溶岩が広く分布する可能性がある(玉生, 1985)。大岳安山岩と耶馬溪火砕流堆積物とは分布が接していないため両者の層序関係は明らかでない。しかし、大岳安山岩のK-Ar年代値が耶馬溪火砕流堆積物と近い年代を示し、試錐では大岳安山岩の上位に耶馬溪火砕流堆積物が見られず、また、大岳安山岩は耶馬溪火砕流堆積物を噴出した猪牟田カルデラ上でクラスターを形成する溶岩ドーム群の一部と考えられる(Kamata et al., 1988)ことから、本報告では大岳安山岩を耶馬溪火砕流堆積物の上位とした。

岩相: 幅1m以下の柱状節理の発達する塊状の輝石安山岩からなり火砕岩をほとんど挟まない。場所により板状節理が発達する。

年代: 大岳安山岩からは、 $0.96 \pm 0.19\text{Ma}$ のK-Ar年代値(Kamata et al., 1988)と $0.82 \pm 0.18\text{Ma}$ のFT年代値(渡辺ほか, 1981)が得られている(付表A-1の17, 18)。大岳安山岩の自然残留磁化方位は正極性を示すことから、大岳安山岩はハラミヨ・サブクロン(0.99-1.07Ma, Shackleton et al., 1990)、またはブリュンヌ正磁極期初期(0.79Ma以後)に噴出したと考えられる。

普通角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩 GSJ R63506 (K1473)

産地・産状: 九重町大岳の北西500m。溶岩流。

班晶: 斜長石・単斜輝石・斜方輝石・普通角閃石・鉄鉱。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱。ハイアロピリティック組織を示す。
K-Ar年代値とSiO₂: 0.96 ± 0.19Ma; 56.64% (Kamata et al., 1988)

VI. 2 杖立層 (Ts)

定義：小国町梁瀬^{やなせ}の北東に分布する湖水成の砂岩泥岩互層^{つえたて}を杖立層と呼ぶ(岩内・長谷, 1989)。杖立層は、千藤(1965)の杖立層及び岩尾(1979, p. 25)の天ヶ瀬^{あまがせ}累層杖立部層のそれぞれ一部を含む。

分布・層厚：梁瀬の北東の川沿いの他に、本地域北方の森岡幅地域内で杖立川沿いに分布する。層厚は約50mと推定される。

層序関係・時代：阿蘇-4火砕流堆積物に覆われる。直接に接する露頭がないが、分布からみて上滴水安山岩及び山甲川流紋岩の上位と考えられる。岩内・長谷(1989, p. 68)は、杖立層の砂岩泥岩互層中に0.77 ± 0.24MaのFT年代を示す普通角閃石黒雲母流紋岩軽石流が挟まれることを報告し、杖立層が前期更新世の後期に形成されたと考えた。現在露出が悪く全体の層序が見られないが、岩内・長谷(1989)は杖立層中に産する大型植物化石を記載し4つの花粉帯を識別した。

岩相：灰白色-白色の数-数10cm厚の層理の発達した凝灰質のシルト-砂岩からなる。地層面はほぼ水平である。小国町梁瀬の北東のシルト岩層には、珪藻土質の葉理が発達する数mm幅の部分と、1mを超す厚さの塊状の部分とが見られる。砂岩層内には直径10cm以下の溶結凝灰岩と普通角閃石安山岩の亜円礫を特徴的に含む。

VI. 3 大観望安山岩 (Da, 改称)

定義：鎌田(1985a)は、阿蘇カルデラ北壁の大観望^{だいかんぼう}付近(南隣の阿蘇山図幅内)に露出する輝石安山岩溶岩を大観望溶岩と呼び、その模式地を熊本県阿蘇町大観望北方の国道沿い(33°00'06" N, 131°04'12" E; K298)とした。この溶岩は火山体の地形を保存していないので、本報告では大観望安山岩と改称する。

分布・層序関係：阿蘇カルデラ北壁の標高約800-850mに露出する。阿蘇-1火砕流堆積物に直接覆われる。

岩相：暗灰色塊状の斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩から成り、柱状節理が発達する。層厚は50m以上である。大観望安山岩の全岩化学組成(鎌田, 1985aの第3表のNo. 10)と放射年代値が、阿蘇カルデラ西壁^{さいし}妻子^がヶ鼻^{はな}の宮地^{みやじ}安山岩のそれらと類似することが指摘されている(鎌田, 1985a)。

年代：変質を受けていない大観望安山岩から、0.8 ± 0.2MaのK-Ar年代値が得られた(鎌田, 1985a; 付表A-1の19)。また、自然残留磁化方位は正極性を示す(鎌田, 1985a)ことから、大観望安山岩はブルンヌ正磁極期初期に噴出したと考えられる。

斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R63507 (K298)

産地・産状：阿蘇町大観望の北1km(33°00'06" N, 131°04'12" E)。

岩石：暗灰色塊状の安山岩溶岩で、柱状節理が発達する。
斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物。
石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物。インターサタル組織を示す。
K-Ar 年代値と SiO₂ : 0.8 ± 0.2Ma ; 56.80% (鎌田, 1985a)

VI. 4 柴やかた峠安山岩 (Sh, 改称)

定義：鎌田(1985b)と Kamata et al. (1988)は、柴やかた峠周辺に分布する輝石安山岩質の溶岩流からなる岩体を、柴やかた峠溶岩と呼んだ。本報告ではこれを柴やかた峠安山岩と改称する。柴やかた峠安山岩は、松本(1983)により豊肥火山岩類上部層とされているものの一部を含む。

分布・層厚：柴やかた峠安山岩は、柴やかた峠北方、及び森図幅地域内の町田牧場・栃木周辺に分布し、柱状節理の発達する斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩からなる。溶岩はおおむね平坦な台地様の地形を呈しており、その頂部は標高970mである。また、西北西-東南東方向に伸びる数本の断層により切れ、各ブロックごとにやや上下方向の段差が認められる。溶岩の南縁は、南落ちの天ヶ谷池断層あまがやいけにより切れ、比較的直線性の良い崖を形成している。層厚は約200m以上と推定される。

層序関係：柴やかた峠安山岩は、涌蓋中岳安山岩・朝日台溶岩・阿蘇-4火砕流堆積物・飯田火砕流堆積物に直接覆われる(鎌田, 1985b ; Kamata et al., 1988)。

岩相：柴やかた峠安山岩は、かんらん石と普通角閃石を含む輝石安山岩の複数の溶岩流からなり、これらの間に火砕岩は認められない。柴やかた峠安山岩は灰色-暗緑灰色塊状の安山岩溶岩で、板状節理または柱状節理がよく発達する。柴やかた峠安山岩の供給岩脈は、本地域北方の森図幅地域内の九重町猪牟田で見られ(第18図)、珍珠層のシルト岩・泥岩互層をN80°Eの走向で貫く(Kamata, 1987)。第2表の3にこの岩脈の全岩化学組成を示す。

年代：鎌田・村岡(1982)は、柴やかた峠東894mピークの北北東350mに露出する柴やかた峠安山岩のK-Ar年代値(0.7 ± 0.4Ma)を報告した(付表A-1の22)。また、鎌田(1985b, 1986a)は柴やかた峠安山岩分布域のほぼ全域から6個のK-Ar年代値(0.7-0.54Ma)を報告した(付表A-1の20-21, 23-26)。また、上記の岩脈からは0.6 ± 0.1MaのK-Ar年代値が得られている(鎌田, 1986a)。これらの年代測定を行った岩石試料はいずれも変質を受けていない。柴やかた峠安山岩から得られた自然残留磁化方位はいずれも正極性を示す(鎌田, 1985b ; 須藤, 1985)。よって柴やかた峠安山岩は、ブルンヌ正磁極期初期の0.6-0.7Maに噴出したと考えられる(Kamata et al., 1988)。

普通角閃石かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R63508 (K800213021)

産地・産状：九重町柴やかた峠東894mピークの北北東350m。溶岩。

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物を含み捕獲結晶が多い。単斜輝石にはしばしば双晶が見られる。副成分鉱物としてスフェーンを含む。まれに普通角閃石とかんらん石を含む。

石基：石基は細粒で斜長石・輝石・不透明鉱物その他から成る。

K-Ar年代値：0.7 ± 0.4Ma (鎌田・村岡, 1982)

SiO₂ : 57.58% (鎌田, 1985a)



第18図 柴やかた峠安山岩を供給している岩脈 N80°E45°S走向でシルト岩泥岩互層中に貫入している。板状節理の発達している岩脈の横幅は約3m。九重町^{しじもた}猪^{しじもた}辛田(北隣の森岡幅地域内)

VI. 5 コトバキ山安山岩 (Wb)

定義：コトバキ山は、輝石安山岩溶岩と同質の火砕岩との互層から構成される小規模の成層火山体である(第19図)。Kamata et al. (1988)は、コトバキ山を構成するこれらの火山岩をコトバキ山安山岩と呼称した。コトバキ山安山岩は太田ほか(1968)の豊肥火山岩類とされたものの一部を含む。

分布・層厚：コトバキ山周辺に分布し、層厚は200m以上と推定される。

層序関係：コトバキ山安山岩は、阿蘇-1, 2, 4火砕流堆積物と飯田火砕流堆積物に直接覆われる。また地形判読から寺尾野^{てらおの}溶岩と一目山^{ひとめやま}溶岩に覆われる。

岩相：溶岩流と火砕岩は互層し、いずれも同じ斑晶組み合わせを持つ。南小国町コトバキ山の山頂付近の林道沿いでは、溶岩流は緻密で2-3mの厚さをもち、最下部にクリンカーが発達する。火砕岩は直径20cm以下の発泡のやや悪いスコリアからなり、しばしば粒径の差による不明瞭な層理が見られる。火砕岩は発泡のやや悪いスコリアを主体とし、細粒火山灰に乏しく粒径の差により不明瞭な層理が見られる。火砕岩は降下スコリア層とこれらの転動堆積物であると考えられる。コトバキ山の尾根で観察さ



第 19 図 コトバキ山安山岩を構成する溶岩流と火砕岩の互層 溶岩流(ハンマーの上位の突き出た部分)は緻密で2-3mの厚さをもち、最下部にクリンカーが発達する。火砕岩(ハンマーの下位)は直径20cm以下の発泡のやや悪いスコリアからなり、しばしば粒径の差による不明瞭な層理が見られる。南小国町コトバキ山の山頂付近の林道沿い

れる溶岩流とスコリア層との互層の走向傾斜からは、コトバキ山頂の北東約1kmの標高1071m付近に噴出中心があったことが推定される。しかし、一部の露頭では溶岩・スコリア互層の傾斜が45度と高角であるため、山頂付近で何らかの傾動が起きていた可能性を否定できない。空中写真判読からも山頂を中心に主に南-南西に裾を広げる火山体であることが見られる。山体の北-東側は、以後に噴出した^{わいた}涌蓋火山噴出物(一目山溶岩、寺尾野溶岩、こはぎ山溶岩)に覆われ不明であるが、裾野の発達はあまり良くない。コトバキ山はおそらく既存の高まりの南西側斜面に発達した成層火山体であると推測される。

年代: Kamata et al. (1988)は、コトバキ山山頂付近の安山岩溶岩から過剰⁴⁰Arを示すK-Ar年代値($4.7 \pm 1.1\text{Ma}$; 付表A-1の28)と98%以上の空気混入率を示す年代値($0.5 \pm 0.7\text{Ma}$; 付表A-1の27)を得た結果、コトバキ山安山岩の噴出年代を確定することができなかった。この地点のコトバキ山安山岩の自然残留磁化方位は正極性を示す。水垣(1996)は、コトバキ山山頂の北西1.5km付近に産する、斜長石斑晶の変質した輝石安山岩溶岩のK-Ar年代値($0.62 \pm 0.06\text{Ma}$)を報告した。また鎌田(1986a)は、南小国町^{ながさこ}長迫付近に分布し、本報告ではコトバキ山安山岩に含めた斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩から、 $0.7 \pm 0.2\text{Ma}$ のK-Ar年代値を報告した(付表A-1の29)。この地点の安山岩溶岩の自然残留磁化方位は正である。これらの結果と、コトバキ山安山岩を覆う一目山溶岩のK-Ar年代値(0.57Ma ; 後述)から、コトバキ山安山岩はブルンヌ正磁極期初期の0.7Ma頃に噴出したと考えられる。

かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩 GSJ R63510 (K1421)

産地・産状：小国町コトバキ山の山頂の南西 400m. 溶岩.

岩石：暗灰色塊状の安山岩溶岩で、板状節理が発達する.

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・不透明鉱物・かんらん石.

石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物. インターサータル組織を示す.

K-Ar 年代値と SiO_2 : $0.5 \pm 0.7\text{Ma}$; 53.18% (Kamata et al., 1988)

VI. 6 涌蓋火山噴出物

涌蓋火山噴出物は安山岩質の多数の溶岩流及び溶岩ドーム群からなり、涌蓋連山を形成している。涌蓋火山噴出物は、下位から、みそこぶし山溶岩、山川岩屑なだれ堆積物、一目山溶岩、涌蓋中岳安山岩、涌蓋山安山岩、寺尾野溶岩、名原東溶岩、こはぎ山溶岩に区分される。

VI. 6. 1 みそこぶし山溶岩 (Wm)

定義：みそこぶし山西方に分布する普通角閃石安山岩溶岩をみそこぶし山溶岩と呼ぶ。これは Kamata et al. (1988) のみそこぶし山溶岩に相当し、山崎・松本(1967)及び太田ほか(1968)によりミソコブシ山溶岩とされたものの大部分を含む。

分布：みそこぶし山溶岩はみそこぶし山の周辺に分布する。みそこぶし山の山頂から東方にかけて、多数の崩壊地形が認められる。一方、みそこぶし山山頂の西方では同様の崩壊地形が存在していたと考えられるが、寺尾野溶岩及び名原東溶岩等に覆われている。

層序関係：みそこぶし山溶岩は大岳安山岩と柴やかた峠安山岩を直接覆い、九重火山噴出物の飯田火砕流堆積物に直接覆われる。また、地形判読から涌蓋火山噴出物の涌蓋山安山岩・寺尾野溶岩・名原東溶岩に覆われると考えられる。また、みそこぶし山溶岩の分布域南端の沢の北部で一目山溶岩の小分布域が認められることから、みそこぶし山溶岩を一目山溶岩の下位と考えた。

岩相・産状：みそこぶし山溶岩は、普通角閃石安山岩質の開析された低平な溶岩ドームからなる。

年代：みそこぶし山溶岩からは $0.7 \pm 0.4\text{Ma}$ の K-Ar 年代値が得られた (Kamata et al., 1988 ; 付表 A-1 の 30)。この結果は空気混入率が高いため誤差が大きく、K-Ar 年代値からは噴出年代を決定できない。みそこぶし山溶岩の自然残留磁化方位は正極性を示す。みそこぶし山溶岩は柴やかた峠安山岩 ($0.6 - 0.7\text{Ma}$) を覆い、一目山溶岩 (0.57Ma)・涌蓋山安山岩 ($0.4 - 0.5\text{Ma}$) に覆われることから、みそこぶし山溶岩の噴出年代は約 0.6Ma と考えられる (Kamata et al., 1988)。

石英かんらん石含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩 GSJ R63509 (K1485)

産地・産状：九重町筋湯西方。溶岩。

斑晶：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・かんらん石・石英。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・ガラス・鉄鉱。ハイアロピリティック組織。

K-Ar 年代値と SiO_2 : $0.7 \pm 0.4\text{Ma}$; 51.44% (Kamata et al., 1988)

VI. 6. 2 山川岩屑なだれ堆積物(Wy)

定義: Kamata et al. (1988)は、涌蓋山西麓の小国町山川及び名原^{なばる}周辺に分布する岩屑なだれ堆積物を山川岩屑なだれ堆積物と呼称した。山川岩屑なだれ堆積物は、太田ほか(1968)により山川凝灰角礫岩・みそこぶし山凝灰角礫岩とされたものの大部分を含む。

分布・層厚: 山川周辺に分布し、層厚は約100mと推定される。

層序関係: 山川岩屑なだれ堆積物は柴やかた峠溶岩を直接覆い、阿蘇-3, 4火砕流堆積物・九重火山噴出物の飯田火砕流堆積物に直接覆われる。また、地形判読から山甲川流紋岩を覆い、涌蓋山安山岩・寺尾野溶岩・名原東溶岩に覆われると考えられる。

岩相: 山川岩屑なだれ堆積物は、普通角閃石安山岩溶岩の数m大の巨大岩塊と類質の細粒基地物質から構成される(第20図)。巨大岩塊はほぼ単一種の普通角閃石安山岩溶岩からなるが、堆積物に含まれる数10cm大の岩塊は赤色酸化した普通角閃石安山岩溶岩片と、黄白色に変質した普通角閃石安山岩片を多数含む場合があり、また細粒基地物質も単一種ではない(第21図)。名原付近及び中尾北方では山川岩屑なだれ堆積物の表面に流れ山地形が認められ、流れ山の中心に5mに及ぶ巨大岩塊を含む場合が認められる。しかしその他の地域(例えば寺尾野付近)では平坦な地形を呈する。

供給源: 山川岩屑なだれ堆積物中の巨大岩塊の岩質がみそこぶし山溶岩と酷似しており、また、みそこぶし山の山頂周辺には多数の崩壊地形が見られることから、噴出源はみそこぶし山の西斜面にあったと推定される。

年代: 宇都・須藤(1985)は、小国町山川の西方に産する山川岩屑なだれ堆積物中の急冷割れ目を持つ普通角閃石安山岩の岩塊から、 $0.58 \pm 0.11\text{Ma}$ のK-Ar年代値を得た(付表A-1の31)。しかし、この



第20図 山川岩屑なだれ堆積物中のメガブロックと破碎された岩塊 割れ目は開き、岩塊の端はほぐれかかっている。ジグソーパズル構造が見られる。露頭の高さは約3m。スケールは1m。小国町山川



第21図 山川岩屑なだれ堆積物中に含まれる岩相の異なる種々の岩塊 ほとんどのブロックは普通角閃石安山岩溶岩からなるが、ブロックごとに流理の方向が異なる(上)。露頭全体が風化し岩塊と基質の両者が同様に粘土化し柔らかくなっている(下)。小国町山川

試料は岩屑なだれ堆積物中に取り込まれた巨大岩塊の可能性もある。したがって、上記の年代は、山川岩屑なだれ堆積物の堆積年代より古い可能性があり、山川岩屑なだれ堆積物の噴出年代は約0.6Maよりも新しいと推定される。また、山川の東方と寺尾野の北方では山川岩屑なだれ堆積物中の普通角閃石安山岩塊からも $0.58 \pm 0.05\text{Ma}$ 及び $0.53 \pm 0.07\text{Ma}$ の K-Ar 年代値が得られた(付表A-1の32,33)。山川岩屑なだれ堆積物は後述の涌蓋山安山岩(0.45Ma)と名原東溶岩(0.38Ma)に覆われる。したがって、

山川岩屑なだれ堆積物の堆積年代は0.5Ma頃と考えられる。

普通角閃石安山岩溶岩の巨大岩塊 GSJ R63511 (K2048)

産地・産状：小国町山川の西300m。最も数及び量の多い巨大岩塊(溶岩塊)。
斑晶：斜長石・普通角閃石・鉄鉱・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・石英。
石基：斜長石・輝石・ガラス・鉄鉱。ハイアロピリティック組織を示す。

VI. 6. 3 一目山溶岩 (Wi, 改称)

定義：Kamata et al. (1988)は、一目山の周辺に分布する普通角閃石安山岩溶岩を一目山溶岩 (Ichimokusan Lava)と呼称した。なお一目山は正しくは「ひとめやま」と読むことが後に判明した(例えば、梅木, 1987)ので、本報告では Kamata et al. (1988) の Ichimokusan Lava を Hitomeyama Lava と改称する。一目山溶岩は山崎・松本(1967)及び太田ほか(1968)により一目山溶岩とされたものの大部分を含む。

分布・層厚：一目山溶岩は、みそこぶし山溶岩の南斜面上に噴出し、主に南へ流下している。なお、一目山溶岩の東部には、これを覆ってこはぎ山溶岩が噴出している。

層序関係：一目山溶岩は、こはぎ山溶岩に直接覆われる。また地形判読から一目山溶岩は、大岳安山岩・コトバキ山安山岩・みそこぶし山溶岩を覆い、寺尾野溶岩に覆われると考えられる。

岩相：灰色塊状の溶岩流からなり、柱状節理がよく発達し細かい流理構造が見られる(第22図)。



第22図 一目山溶岩上部の岩相 溶岩流の上面近くでは細かな流理構造が見られる。南小国町^{ひとめやま}一目山山頂の西1km

年代: Kamata et al. (1988) は一目山溶岩から $0.58 \pm 0.04\text{Ma}$ の K-Ar 年代値を得た(付表 A-1 の 34)。この測定値は空気混入が少なく誤差の十分小さい結果であり、噴出年代を示すと考えられる。また、一目山溶岩の自然残留磁化方位は正極性を示す。水垣(1996)は、一目山山頂の南西 1km 付近に産する輝石角閃石安山岩溶岩の K-Ar 年代値($0.52 \pm 0.05\text{Ma}$)と FT 年代値($0.46 \pm 0.13\text{Ma}$)を報告した。

石英含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩 GSJ R63512 (K1456)

産地・産状: 南小国町一目山の山頂の南約 1km. 溶岩。

斑晶: 斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・石英。

石基: 斜長石・輝石・鉄鈹・ガラス。ハイアロピリティック組織を示す。

K-Ar 年代値と SiO_2 : $0.58 \pm 0.04\text{Ma}$; 60.21% (Kamata et al., 1988)

VI. 6. 4 涌蓋中岳安山岩 (Wn, 改称)

定義: Kamata et al. (1988) は、涌蓋山^{わいたざん}北方の中岳付近に分布する普通角閃石安山岩の溶岩と火砕岩を中岳安山岩と呼称した。本報告では、九重火山噴出物を構成するくじゅう連山中岳付近の溶岩流(九重中岳溶岩; 後述)と区別するために、涌蓋中岳安山岩と改称する。涌蓋中岳安山岩は普通角閃石安山岩質の溶岩及びブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物(Cas and Wright, 1987; Kamata et al., 1991)の互層で構成される。

分布・層厚: 涌蓋中岳周辺に分布し、層厚は約 200m と推定される。涌蓋中岳安山岩の南側火山麓は南落ち東西正断層(涌蓋中岳断層)で切られており、その結果中岳の南斜面の一部は急斜面の断層崖で境される。この断層崖と涌蓋山安山岩との間は崖錐堆積物が覆う。涌蓋中岳の山頂は北側に傾斜した扇型の斜面上にある。扇のかなめは現在の涌蓋山付近に求められ、涌蓋山付近を中心としたかつての成層火山体が東西性の断層により南側が陥没し、北側の斜面だけが取り残された形状を呈している。

層序関係: 涌蓋中岳安山岩は柴やかた峠安山岩を直接覆い(第 23 図)、阿蘇-4T 火砕流堆積物に直接覆われる。また、地形判読から山川岩屑なだれ堆積物を覆うと考えられる。

岩相: 普通角閃石安山岩質の数枚の溶岩流と、同質のブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物(第 24 図)との互層からなる。

年代: Kamata et al. (1988) は、涌蓋中岳安山岩を構成するブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物中の本質岩片から、 $0.60 \pm 0.19\text{Ma}$ の K-Ar 年代値を得た(付表 A-1 の 35)。この年代値は空気混入率の高い誤差の大きい結果であるが、涌蓋山安山岩($0.41 - 0.45\text{Ma}$)及び山川岩屑なだれ堆積物($< 0.58\text{Ma}$)の噴出年代及び層序関係と矛盾しない。また、涌蓋中岳安山岩を構成するブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物中の本質岩片の自然残留磁化方位はよく揃い、全て正極性を示す(鎌田, 1985 b)。よって、涌蓋中岳安山岩の噴出年代は $0.5 - 0.6\text{Ma}$ と考えられる(Kamata et al., 1988)。

石英含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩 GSJ R63513 (K1780A)

産地・産状: 九重町中岳山頂の北約 1km. 溶岩。

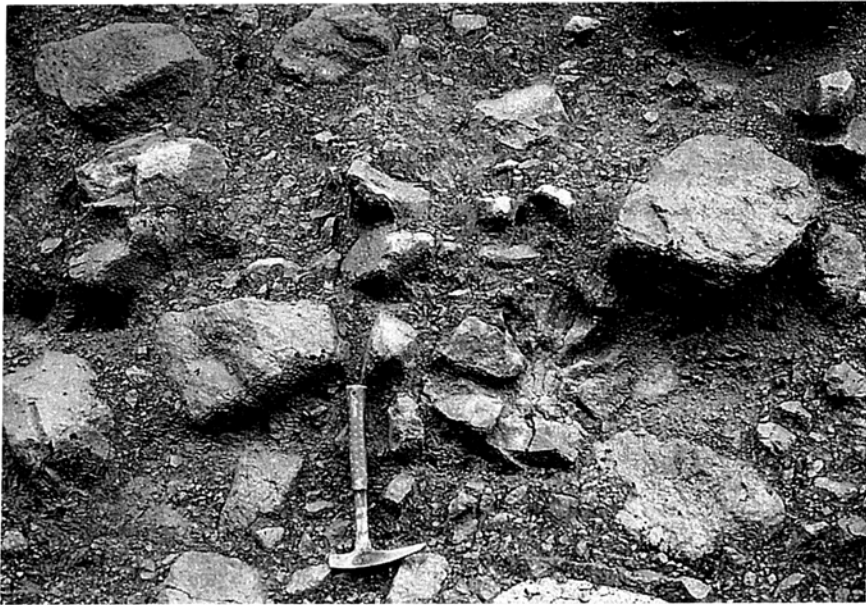
斑晶: 斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・石英。

石基: 斜長石・輝石・鉄鈹。ハイアロピリティック組織。

K-Ar 年代値と SiO_2 : $0.61 \pm 0.19\text{Ma}$; 56.30% (Kamata et al., 1988)



第23図 柴やかた峠安山岩(Sh)のタマネギ状風化部を覆う涌蓋中岳安山岩(Wn)のブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物 露頭の高さは約5m。九重町柴やかた峠の西1km



第24図 涌蓋中岳安山岩を構成するブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物 発泡の悪い普通角閃石安山岩の岩塊(径1m以下)と、同質の細粒物の基質とからなる。塊状無層理で異質岩片はほとんど含まない。ハンマー石の岩塊には放射状の冷却節理が発達している。九重町涌蓋中岳の北1km

VI. 6.5 涌蓋山安山岩 (Ww, 改称)

定義: 大分県玖珠郡九重町及び熊本県阿蘇郡小国町の涌蓋山^{わいたざん}周辺に分布し、涌蓋山山頂を中心とした円錐形の成層火山体を涌蓋山安山岩と呼称する(第25図)。涌蓋山安山岩は、山崎・松本(1967)の涌蓋山溶岩、太田ほか(1968)の涌蓋山円頂丘溶岩、松本(1983)の涌蓋山溶岩及び中岳溶岩のそれぞれ一部を含み、鎌田(1985b)の涌蓋山溶岩と同一である。涌蓋山安山岩は溶岩と火砕岩の互層からなるので、本報告では涌蓋山安山岩と改称した。

分布・層厚: 涌蓋山周辺に分布し、層厚は約200mと推定される。

層序関係: 涌蓋山安山岩は、地形判読から山川岩屑なだれ堆積物・みそこぶし山溶岩を覆い、名原東溶岩に覆われると考えられる。

岩相: 涌蓋山安山岩は普通角閃石安山岩質の溶岩流・ブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物、転動堆積物の3者の互層から成る(第26図)。

年代: 涌蓋山安山岩を構成する溶岩からは、鎌田(1985b)により $0.41 \pm 0.02\text{Ma}$, $0.42 \pm 0.04\text{Ma}$, $0.45 \pm 0.05\text{Ma}$, また宇都・須藤(1985)により $0.57 \pm 0.27\text{Ma}$ の K-Ar 年代値が報告された(付表 A-1 の 36-39)。涌蓋山安山岩の自然残留磁化方位は全て正極性を示す(鎌田, 1985b)。このことから鎌田(1985b)は、涌蓋山安山岩の噴出年代を 0.4-0.5Ma と考えた。

石英含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩 GSJ R63514 (P42 又は K220)

産地・産状: 九重町涌蓋山山頂の北西 0.4km. 溶岩。

斑晶: 斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・石英。角閃石斑晶はオパサイト化し、微細な輝石・斜長石・鉄鉱に置換されている。

石基: 斜長石・輝石・ガラス・鉄鉱。インターサータル組織を示す。

K-Ar 年代値と SiO_2 : $0.45 \pm 0.05\text{Ma}$ (鎌田, 1985b); 62.69% (第2表の4)



第25図 黒岩山山頂付近から見た涌蓋山の成層火山体の火山地形



第26図 涌蓋山斜面における火砕岩と転動堆積物の成層構造 岩塊の見える部分(ハンマーの位置)は、発泡の悪い岩塊(径50cm以下)と同質の細粒物とからなるブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物からなる。それ以外の部分は転動堆積物からなり、細粒火山灰に乏しい。九重町涌蓋山山頂の北西1km

VI. 6. 6 寺尾野溶岩(Wt)

定義: Kamata et al. (1988)は、小国町寺尾野の東方、コトバキ山の北方に分布する普通角閃石安山岩溶岩を寺尾野溶岩と呼称した。寺尾野溶岩は、太田ほか(1968)によりミソコブシ山溶岩とされたものの一部を含む。

分布・層厚: 寺尾野溶岩は、小園川の南方・山内川野川の上流域に分布し、東方から西方へ流下する地形を呈し、溶岩末端崖・側端崖の溶岩流地形を保存する。層厚は約100mである。

層序関係: 寺尾野溶岩は地形判読からコトバキ山安山岩・一目山溶岩・山川岩屑なだれ堆積物・みそこぶし山溶岩を覆うと考えられる。

岩相: 寺尾野溶岩は石英かんらん石含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩からなる。

年代: 鎌田(1986a)とKamata et al. (1988)は、寺尾野溶岩から $0.42 \pm 0.04\text{Ma}$ と $0.41 \pm 0.03\text{Ma}$ のK-Ar年代値をそれぞれ報告した(付表A-1の40, 41)。

石英かんらん石含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩 GSJ R63516 (K2155)

産地・産状: 南小国町一目山山頂の北西約2km. 溶岩.

斑晶: 斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・かんらん石・石英.

石基: 斜長石・輝石・鉄鉱・ガラス. ハイアロピリティック組織を示す.

K-Ar年代値と SiO_2 : $0.41 \pm 0.03\text{Ma}$, 57.43% (Kamata et al., 1988).

VI. 6. 7 名原東溶岩 (Wh)

定義 : Kamata et al. (1988)は、小国町名原^{なばら}の東方及び涌蓋山の南西に分布する普通角閃石安山岩溶岩を名原東溶岩と呼称した。名原東溶岩は太田ほか(1968)により、みそこぶし山溶岩とされたものの一部に相当する。

分布・層厚 : 名原東溶岩は、かんらん石含有普通角閃石安山岩溶岩から成り、層厚100m以上である。西方に流下する地形を呈し、溶岩末端崖・側端崖の溶岩地形を保存する。

層序関係 : 名原東溶岩は、地形判読からみそこぶし山溶岩・山川岩屑なだれ堆積物・涌蓋山安山岩を覆うと考えられる。

岩相 : 名原東溶岩は、石英含有かんらん石単斜輝石斜方輝石普通角閃石からなる。

年代 : Kamata et al. (1988)は、名原東溶岩から $0.37 \pm 0.06\text{Ma}$ のK-Ar年代値を報告した(付表A-1の42)。名原東溶岩の自然残留磁化方位は正極性を示す。

石英含有かんらん石斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩 GSJ R63517 (K1358)

産地・産状 : 小国町寺尾野の東約2km. 溶岩.

斑晶 : 斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・かんらん石・石英.

石基 : 斜長石・輝石・ガラス・鉄鈹. ハイアロピリティック組織.

K-Ar年代値と SiO_2 : $0.37 \pm 0.06\text{Ma}$; 57.13% (Kamata et al., 1988)

VI. 6. 8 こはぎ山溶岩 (Wk)

定義 : Kamata et al. (1988)は、一目山の南西斜面で一目山溶岩を覆い溶岩流地形の明瞭な普通角閃石安山岩溶岩流を、こはぎ山溶岩と呼称した。

分布・層序関係 : 一目山の南側斜面で一目山溶岩を覆う小規模な溶岩流として分布する。こはぎ山溶岩はアカホヤ火山灰に覆われる。こはぎ山溶岩は、溶岩流の表面地形が良く保存されており数本の溶岩流からなることが空中写真から読み取れる。この溶岩は植生に厚く覆われ露頭が少なく新鮮な岩石試料が得ることが困難なため、これまでK-Ar年代測定は行われていない。

石英含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩 GSJ R63518 (K1456)

産地・産状 : 南小国町こはぎ山山頂の北西0.5km. 溶岩.

斑晶 : 斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・石英.

石基 : 斜長石・輝石・鉄鈹・ガラス. ハイアロピリティック組織.

VI. 7 朝日台溶岩 (Wa)

定義・分布 : 松本(1983)・鎌田(1985b)・星住ほか(1988)は、本図幅地域北東端の大分県九重町朝日台から北東に広がる普通角閃石デイサイト溶岩を朝日台溶岩と呼称した。朝日台溶岩の分布域は主に森・別府両図幅地域にもまたがる。星住ほか(1988)は、別府図幅地域内に分布する朝日台溶岩・野稻^{のいね}岳火山・花牟礼^{はなむれ}火山などを野稻岳-花牟礼山火山群に一括している。

層序関係：朝日台溶岩は柴やかた峠安山岩を直接覆い，松の台岩屑なだれ堆積物に直接覆われる。

岩相：岩石は灰白色塊状のデイサイトではしばしば柱状節理が発達する。斑晶として斜長石・普通角閃石・斜方輝石・単斜輝石・不透明鉱物を含む。

年代：鎌田(1985b)は，朝日台溶岩の全岩 K-Ar 年代値として $0.38 \pm 0.02\text{Ma}$ ， $0.42 \pm 0.04\text{Ma}$ を報告した(付表 A-1 の 43, 44)。朝日台溶岩の自然残留磁化方位は正である(鎌田，1985b；星住ほか，1988)。

黒雲母含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石デイサイト溶岩 GSJ R63515 (K1663=P47)

産地・産状：九重町釜ノ口の南東 300m。溶岩。

斑晶：斜長石・普通角閃石(帯褐緑色)・鉄鉱・斜方輝石・単斜輝石・黒雲母。

石基：ガラス・斜長石・鉄鉱・普通角閃石。ハイアロピリティック組織を示す。真珠岩状割れ目が発達する。スフェルライトが多量に生じている。

K-Ar 年代値と SiO_2 ： $0.38 \pm 0.02\text{Ma}$ (鎌田，1985b)；63.25% (第 2 表の 5)。

VII. 第四系中上部更新統 - 完新統

本地域には阿蘇火山噴出物，九重火山噴出物，火山麓扇状地堆積物及び沖積層が分布する。

VII. 1 阿蘇火山噴出物

阿蘇火山は大型のカルデラをもつ複成火山で，カルデラの北縁が宮原図幅地域にかかっている。阿蘇火山では，阿蘇カルデラを給源とする大規模な火砕流の流出を含む噴火サイクル(一輪廻の噴火活動；例えば中村ほか，1963)が 4 回あり，小野ほか(1977)はこれらを古い方から Aso-1 サイクル・Aso-2 サイクル・Aso-3 サイクル・Aso-4 サイクルと呼んだ。4 回の大規模なサイクルの間にはそれぞれ数万年程度の時間間隔があり，主に降下火砕物からなる小規模な噴火活動を挟む(小野ほか，1977；小野・渡辺，1983)。これらの降下火砕物は主に阿蘇カルデラの東側(竹田図幅地域内)に比較的厚く分布し，カルデラの北側では薄く，一部の降下火砕物を除いて識別しにくいことが多い。現在見られる阿蘇カルデラの輪郭は，主として阿蘇-4 サイクルの活動に伴って形成されたが，その後のカルデラ壁の崩落によりカルデラの直径は拡大している。各噴火サイクルの噴出物は産状・構成物などから複数のサブユニットに区分されている(小野ほか，1977；Watanabe，1978)。宮原図幅地域内には阿蘇-1 サイクルから阿蘇-4 サイクルまでの，各サイクルの大部分のサブユニットが分布する。宮原図幅地域の阿蘇火山噴出物の個々のユニットは，隣接する図幅地域(小野，1965；渡辺・小野，1969；小野ほか，1977；星住ほか，1988)に見られるものと連続している。なお，阿蘇火山噴出物は次節で述べる九重火山噴出物と指交関係にあるが，九重火山噴出物は次節でまとめて記述し，本節では阿蘇火山噴出物のみについて下位から上位へ記述する。ただし，地質図の凡例では両火山噴出物を併せて，左右にずらしながら層序の順に従って並べてある。

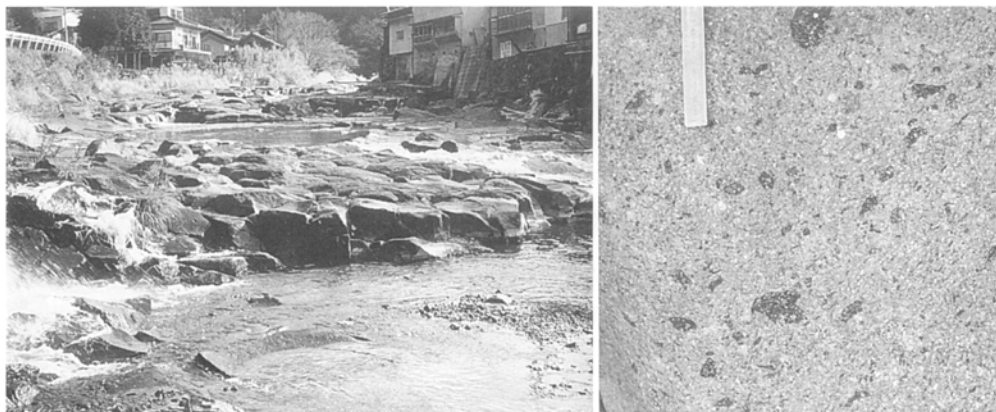
Ⅶ. 1. 1 阿蘇-1 サイクルの噴出物

本図幅地域では阿蘇-1 サイクルの噴出物は、阿蘇-1 火砕流堆積物のみからなる。阿蘇-1 サイクルの噴出物は、吉ノ本安山岩・耶馬溪火砕流堆積物・大観望安山岩・コトバキ山安山岩を覆い、阿蘇-2 サイクルより上位の噴出物と九重火山噴出物に覆われる。

時代：阿蘇-1 火砕流堆積物中の本質レンズ(黒曜石)のFT年代として、岡口(1978)により 0.260 ± 0.076 , 0.358 ± 0.072 Ma が報告された。また、阿蘇カルデラ東部において阿蘇-1 火砕流堆積物に覆われる坂梨流紋岩溶岩のK-Ar年代値及びFT年代値は、 0.41 ± 0.04 , 0.45 ± 0.03 , 0.50 ± 0.05 Ma である(Kaneoka and Suzuki, 1970)。これらの結果から、小野・渡辺(1983)及び小野(1984)は、阿蘇-1 火砕流堆積物の噴出年代を0.4Maよりやや新しい年代と考えた。また、松本ほか(1991)は、阿蘇-1 火砕流の本質レンズから 266 ± 14 ka のK-Ar年代値を得た。本報告では阿蘇-1 サイクルの噴出物の年代を約30万年前と考える。

阿蘇-1 火砕流堆積物(A₁)

阿蘇-1 火砕流堆積物は珪長質の大規模火砕流堆積物からなる。岩体の大部分は強く溶結した溶結凝灰岩からなり、径5mm以下の斜長石斑晶を顕著に含む。また、長径50cm幅10cm以下の黒色のガラス質本質レンズが見られる。阿蘇-1 火砕流堆積物はカルデラ北壁にほぼ連続して露出するほか、杖立川水系の北へ流下する河床に露出することが多い。また幅1m以下の柱状節理がしばしば発達する(第27図)。現在見られる層厚は最大約120m、平均して約60mである。一般に阿蘇-1 火砕流堆積物においてガラスが保存されているのは基底に近い厚さ数m以下の部分に限られており(小野ほか, 1977)、堆積物の大部分を占めるその上部では基質と本質レンズの両者が脱ガラス化し著しく固い岩相を示す。このような部分ではしばしば酸化し赤色を呈することが多い。また、強溶結した阿蘇-1 火砕流堆積物を切る平滑節理面には、ガラス質のレンズのしぼり出し構造がしばしば発達する(第28図)。ここでは溶結がほぼ完了した時点で旧河川の作る谷と平行に平滑節理面ができ、節理面の間の隙間に低粘性のガ



第27図 阿蘇-1火砕流堆積物の強溶結部(左) 柱状節理が発達する。上方から見たガラス質黒色レンズの接写(右)。スケールは10cm。小国町宮原の小国両神社南の杖立川の川底



第28図 強溶結した阿蘇-1火砕流堆積物を切る平滑節理面とそこに発達するガラス質のレンズのしぼり出し構造 下図は節理面の接写. 南小国町 動馬喜

ラス質レンズがしぼり出されたと考えられる(渡辺ほか, 1983; Kamata et al., 1993). この他に, 一般に溶結部では気相晶出が見られ, 本質レンズ全体が空隙の多い結晶集合となり灰白色を呈することがある.

阿蘇-1火砕流堆積物の上部には弱溶結相があり, 南小国町樋の口や小国町入江では赤色のガラス質火山灰の基質と発泡度の低い暗灰色軽石とからなる岩相を呈する. ここでは粘土質の火山灰が球状組織を形成しているのが見られる(第29図). 一般に, 阿蘇-1火砕流堆積物の最上部は浸食を受け削剥されていることが多いので, 更に上部に非溶結部が有るかどうかについては不明である. また, 宮原図幅地域では阿蘇-1火砕流堆積物の風化面を後述の阿蘇-2A火砕流堆積物が直接覆い, その間に他の堆積物をほとんど挟まない.

阿蘇-1火砕流堆積物は, 本質レンズ中にやや大型(7mm大)の斜長石斑晶を含むことを特徴とし, しばしば斜長石と輝石の集斑晶が見られる. 本質レンズは一般に偏平度の低いものが多い. 外来岩片は直径10cm以下で安山岩溶岩・変質火山岩等からなる. 田島(1995)は, 阿蘇カルデラ北域の阿蘇-1火砕流堆積物中に外来岩片の濃集層が数枚見られることを記載した. 宮原図幅地域南西端にある斧岳北東部の阿蘇-1火砕流堆積物からなる溶結凝灰岩台地では, 吉ノ本安山岩の上に乗上げた阿蘇-1火砕流堆積物の上面高度が北に行くに従い上昇し, depositional ramps (Suzuki-Kamata and Ui, 1982, 1988)を形成している可能性がある.



第29図 阿蘇-1 火砕流堆積物の最上部の風化部 赤色の基質の中に粘土鉱物が凝集することによって生じた白色の球状組織が見られる。レンズキャップの径は52 mm。南小国町動馬喜(下)

斜方輝石単斜輝石デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R63519 (K1012)

産地・産状：小国町小国両神社下の川底。強溶結火砕流堆積物。

斑状結晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱。

基質：脱ガラス化したガラス破片，ガラスレンズ・石質岩片。

Ⅶ. 1. 2 阿蘇-2サイクルの噴出物

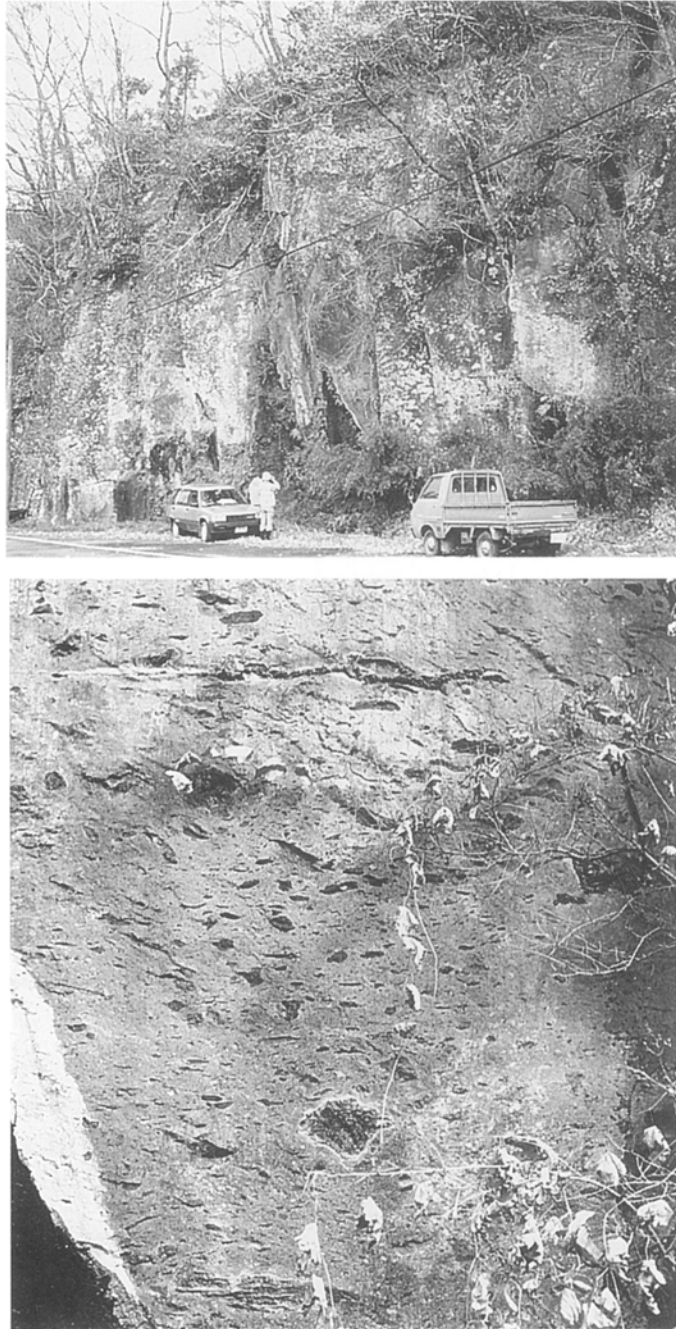
阿蘇-2サイクルの噴出物は，阿蘇-2A火砕流堆積物，阿蘇-2B火砕流堆積物，阿蘇-2T降下スコリア層の3つのサブユニットからなり，いずれも時間間隙のほとんどない連続して堆積したものである(渡辺・小野，1969；小野ほか，1977)。阿蘇-2A及び阿蘇-2B火砕流堆積物は宮原図幅地域に広く分布し，阿蘇-2T降下スコリア層は図幅南東部に見られる。

時代：阿蘇-2火砕流堆積物中のガラス質本質レンズから， $154 \pm 60\text{ka}$ (岡口，1978)と $185 \pm 46\text{ka}$ (玉生，1978)のFT年代値が得られた。また，松本ほか(1991)は阿蘇-1サイクルと阿蘇-2サイクル間に噴出した溶岩から $145 \pm 8\text{ka}$ と $223 \pm 34\text{ka}$ ，また阿蘇-2火砕流堆積物中のガラス質本質レンズから $141 \pm 5\text{ka}$ のK-Ar年代値をそれぞれ得ている。本報告では阿蘇-2サイクル噴出物の年代を約14万年前と考える。

阿蘇-2A火砕流堆積物(A₂)

阿蘇-2A火砕流堆積物は基底まで強く溶結した溶結凝灰岩であり，カルデラ壁では最も厚く(約10 m)，北に流下するにつれて薄失し非-弱溶結部の阿蘇-2B火砕流堆積物と区別がつかなくなる。阿蘇

-2A 火砕流堆積物は、無斑晶またはごく少量の斜長石斑晶を有する本質レンズを含む。下部の強溶結部が脱ガラス化した部分は緻密で著しく堅い(第30図)。また、上部の強-弱溶結部で気相晶出作用が



第30図 阿蘇-2A 火砕流堆積物の強溶結部に見られる柱状節理(上)と黒色ガラスレンズ及びつぶれ残ったスコリア(中央の球状黒色の部分)(下) 下図の縦幅は約1m. 南小国町^{やかべ}矢ヶ部

行われた部分では、灰色で多孔質の脆い岩石となる。阿蘇-2A 火砕流堆積物は、層厚が比較的薄いにもかかわらず基底まで強く溶結して弱-非溶結部を欠き、しばしばその下位層と接着する(小野・渡辺, 1974)。このことから阿蘇-2A 火砕流堆積物の少なくとも基底部の堆積温度は著しく高かったことが推定されている。

単斜輝石斜方輝石含有デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R63520 (K189)

産地・産状：産山村平川の南東500m。強溶結火砕流堆積物。

斑状結晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱。

基質：ガラス破片・ガラスレンズ・石質岩片。

阿蘇-2B 火砕流堆積物 (A_{2B})

岩相：阿-2B 火砕流堆積物は、2cm 以下の白色の安山岩ゼノリスを含む発泡の良い無斑晶黒色のスコリアを本質物質とする、黒色または赤黒色のスコリア流堆積物からなる。基質は黒色の細粒火山灰からなり外来岩片が少ない。阿蘇-2B 火砕流堆積物は宮原図幅地域全域に広く露出し、厚さ20m 以上である。スコリアは楕円体または時にリボン状で表面には亀裂があり、断面では内側の方が気泡の大きい牛糞状火山弾様の構造をもつものが多い。また、ほとんどのスコリアは無斑晶質であるが、他の阿蘇火山噴出物中のスコリアと比べて白色の安山岩ゼノリスを特徴的に多く含むという点で区別可能である(小野ほか, 1977) (第31図)。堆積物は全般に非溶結相を主体とするが、一部で弱く溶結しやや脱ガラス化した岩相が見られる。阿蘇-2B 火砕流堆積物の上面はしばしば風化し、阿蘇-3/2 間の降下火砕物と阿蘇-3 サイクルの噴出物に覆われる。

無斑晶安山岩スコリア GSJ R63521 (K193)

産地・産状：産山村平川の南東600m。非溶結火砕流堆積物中の本質岩塊

化学組成：SiO₂ = 57.9%, 55.73% (第2表の6, 7; 別の露頭のスコリアの分析値)。

斑晶：ごく微量の斜長石(1mm 以下)。

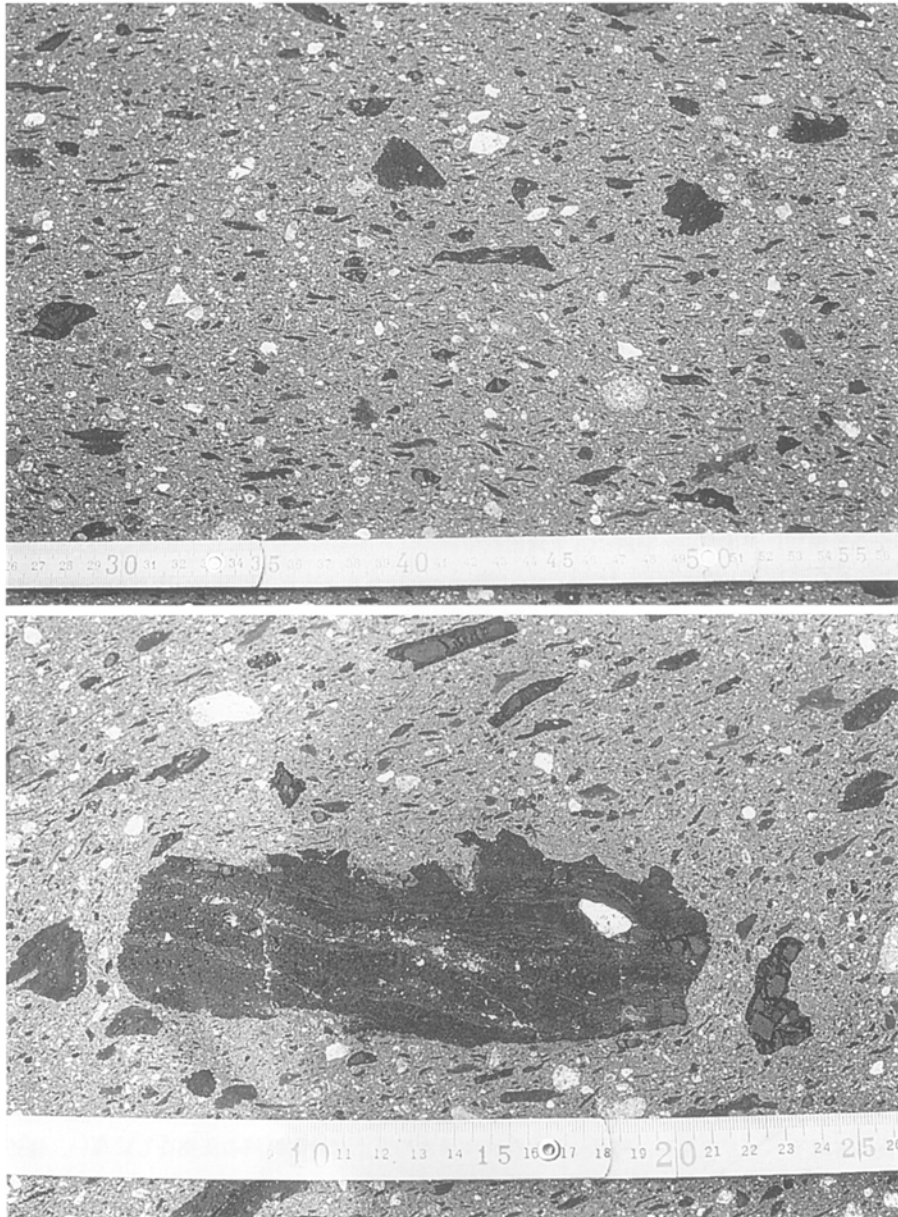
石基：褐色ガラスからなり、よく発泡し多数の球形の気孔をもつ。白色安山岩質の石質小破片を含む。

阿蘇-2T 降下スコリア層 (地質図では省略)

阿蘇-2T 降下スコリア層は、阿蘇-2B 火砕流堆積物の直上に時間間隔の証拠なしに覆い、後述の阿蘇-3/2 間降下火砕物(P・Q層等)に覆われる(第32図)。阿蘇-2T 降下スコリア層は比較的分級の良い赤褐色の中-細粒のスコリアからなり、明瞭な成層構造を示し、100-160cm の厚さをもつ。

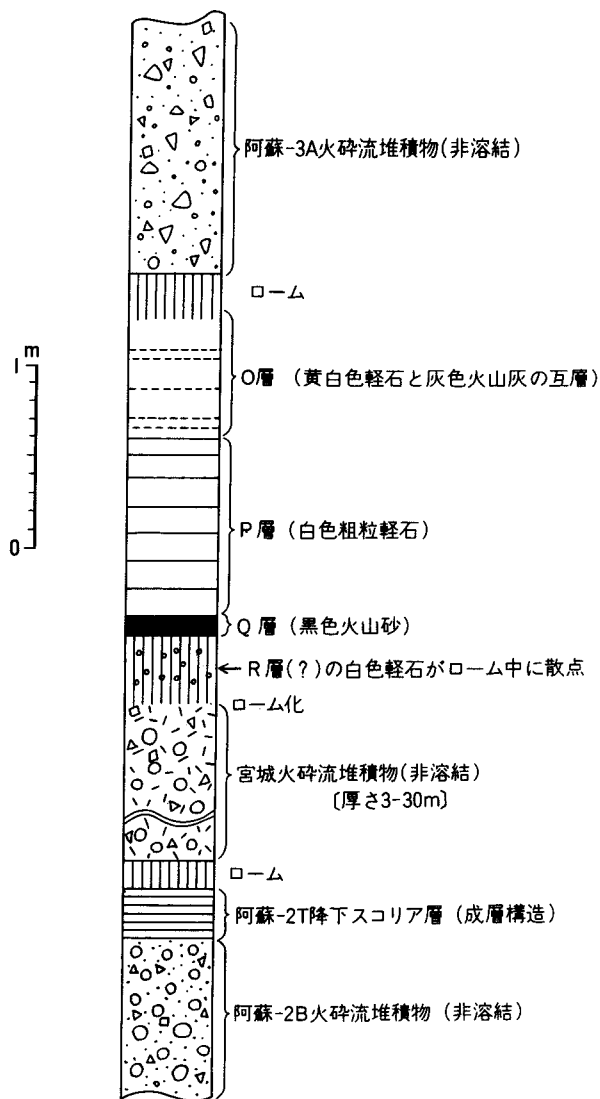
Ⅶ. 1. 3 阿蘇-3/2 間の降下火砕物 (地質図では省略)

阿蘇-2 サイクルおよび阿蘇-3 サイクルの間には、少くとも4回のより小規模な噴火サイクルがあり、主として噴出中心より東方にある竹田図幅地域に降下火砕物をもたらしている(小野ほか, 1977)。宮原図幅地域内でこの時期の堆積物を観察できるのは、阿蘇-3A 火砕流堆積物の基底が露出している地域と、九重火山起源の宮城火砕流堆積物の分布域周辺の谷沿いの低地である。産山村南谷の西約500m の



第31図 阿蘇-2B火砕流堆積物の弱溶結部の基質とスコリア(上)。スコリアと基質には白色の安山岩ゼノリスを特徴的に多く含む(下)。スケールはcm。南小国町^{じりめ}動馬喜

地点では、宮城火砕流堆積物の上位で阿蘇-3A火砕流堆積物の下位に、阿蘇火山起源の降下火砕物、すなわち下位からQ・P・Oの各層が見られる(第32図)。また、一の宮町合戦群の南500mでは、阿蘇-3B火砕流堆積物の上位で阿蘇-3C火砕流堆積物の下位にP・Q・2T層を含む降下火砕物のよい断面(厚さ約5m)が観察される(第33図)。この他に、南小国町小田の約500m南の地点と産山村上田尻の北



第32図 宮原地域の阿蘇-2T降下スコリア層と阿蘇-3/2間の降下火砕物の模式柱状図
産山村南谷の西500m

東約1kmの地点でも同様の、降下火砕物が観察される。

Q層は層厚10cm以下の極めて分級の良い中-細粒の黒色砂状のガラス火山灰からなる。小野ほか(1977)は、Q層のガラス火山灰が、液体マグマの発泡によって生じたカスプ形のガラス破片ではなく緻密なガラスの粒状破片からなることから、Q層が黒曜岩などのガラス岩体の破碎・放出による堆積物と考えた。P層は層厚1m以下の白-灰白色の粗粒軽石層からなり、下位のQ層より常に粗く厚い。O層は、層厚50cm以下の黄白色細粒軽石と灰色火山灰との互層からなり、上位の阿蘇-3Aまたは阿蘇-3C火砕流堆積物に削りとられていない個所では、まれにP層よりも厚いことがある。O層は成層構造を



第33図 阿蘇-2B火砕流堆積物(2B), 阿蘇-2T降下スコリア層(2T), 阿蘇-3/2間の降下火砕物(Q, P, O)と阿蘇-3C火砕流堆積物(3C) スケールは1m. --の宮町合戦群の南500m

もつという点で下位のQ層及びP層と異なる。宮城火砕流堆積物とQ層の間には、ローム状の風化火山灰で示される時間間隙がある。ここにはR層と推定される径5mm以下の白色軽石が散点する。しかし、Q・P・O各層の間には風化火山灰で示される時間間隙はなく、1噴火サイクルの産物とみられる。黒色のQ層と白色のP層との組合せはきわめて特徴的で、阿蘇-2と阿蘇-3の各サイクルの噴出物間の良い鍵層となる。また、特に宮原^{はんだ}幅地域においては、宮城火砕流堆積物を他の九重火山起源の火砕流堆積物(本報告の飯田^{はんだ}火砕流堆積物及び竹田^{しもかた}幅地域に分布する下坂田火砕流堆積物)と区分する際に有用である。

Ⅶ. 1. 4 阿蘇-3 サイクルの噴出物

阿蘇-3 サイクルの噴出物は下位から、阿蘇-3W 降下軽石層、阿蘇-3A 火砕流堆積物、阿蘇-3B 火砕流堆積物、阿蘇-3C 火砕流堆積物の4ユニットから構成される(小野ほか, 1977)。これらは宮原図幅地域では岩相が大きく異なり判別が容易である。阿蘇-3W 降下軽石層は輝石デイサイト質の降下軽石、阿蘇-3A 火砕流堆積物は輝石デイサイト質の非溶結軽石流堆積物、阿蘇-3B 火砕流堆積物は無斑晶安山岩質のスコリア流堆積物、阿蘇-3C 火砕流堆積物は多斑晶輝石安山岩質のスコリア流堆積物からそれぞれなる。また、4つのサブユニットの間には、風化土壌などの時間間隙を示すものは見られないので、これら4者は一連の噴火に伴って堆積したと考えられる。阿蘇-3 サイクルの火砕流堆積物の中では、阿蘇-3B 火砕流堆積物が最も大きい噴出物量をもつとされている(小野ほか, 1977)が、宮原図幅地域には阿蘇-3A 火砕流堆積物と阿蘇-3C 火砕流堆積物のみが分布する。

時代: 阿蘇-3B 火砕流の噴出年代として、本質ガラスレンズから $100 \pm 40\text{ka}$ の FT 年代値が報告されている(岡口, 1978)。また、阿蘇-3 サイクルと阿蘇-4 サイクルの間に形成された大峰火山の溶岩の年代として $90\text{--}120\text{ka}$ 、阿蘇-3 火砕流堆積物に一部を覆われている根子岳火山の溶岩から $140\text{--}150\text{ka}$ の年代値がそれぞれ得られている(Itaya et al., 1984)。町田(1987)は、中部日本地域のテフラ層序から阿蘇-3 サイクルの年代を約 100ka としている。また、松本ほか(1991)は、阿蘇-3 火砕流堆積物中の本質レンズから $123 \pm 6\text{ka}$ の K-Ar 年代値を得た。本報告では阿蘇-3 サイクルの噴出物の年代を約 12 万年前と考える。

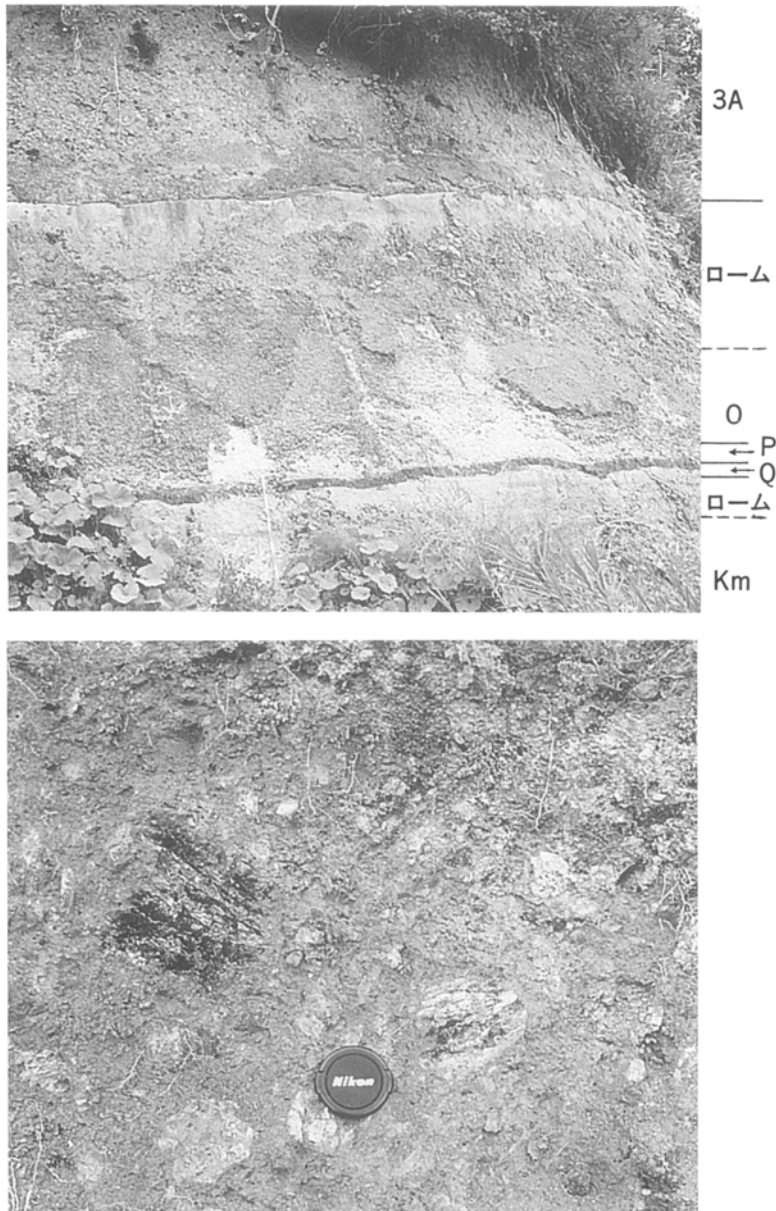
阿蘇-3W 降下軽石層 (地質図では省略)

阿蘇-3W 降下軽石層は、阿蘇-3 サイクルの最初期の噴出物であり、上位の阿蘇-3A 火砕流堆積物との間に時間間隔を示す証拠がない(小野ほか, 1977)。阿蘇-3W 降下軽石層は、分級のよい灰白色の輝石デイサイト質の軽石とそれよりも少量の石質岩片とからなる。小野ほか(1977, 第50図)は宮原図幅内に厚さ 50cm の阿蘇-3W 降下軽石層の存在を記述しているが、筆者の調査では露頭を確認することができなかった。

阿蘇-3A 火砕流堆積物 (A_3)

阿蘇-3A 火砕流堆積物の代表的な岩相は、輝石デイサイト質の白色及び数 mm 幅の縞状の軽石を含む非溶結の火砕流である。本図幅地域南西部の上田尻付近と中央部の宮原付近などに広く露出する。本堆積物は谷埋め型の堆積をするため厚さは一定しないが、厚いところで 15m 以上ある。阿蘇カルデラの東部では強溶結した阿蘇-3A 火砕流堆積物が見られる(小野ほか, 1977)が、宮原図幅地域内には弱溶結部も認められない。軽石流はよく発泡した径 30cm 以下の輝石デイサイト質の軽石と、同質のガラス火山灰の基質とからなる。基質には径数 cm 以下の黒曜石片を顕著に含むことが特徴的である(第34図)。また、外来岩片として安山岩溶岩・変質火山岩等を含む。軽石と基質の色はいずれも淡紅・黄白色・帯紫灰褐色である。軽石は円味を帯びることが多く直径 20cm 以下で、大形の軽石はしばしば内部に大きい空隙をもつ。少量の斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱の斑晶を含む。

阿蘇-3A 火砕流堆積物の層厚が薄く独立のユニットとして認められない地点では、しばしば阿蘇-3C



第34図 宮城火砕流堆積物(Km)と阿蘇-3/2間の降下火砕物(Q, P, O)を覆う阿蘇-3A火砕流堆積物(3A)(上) 阿蘇-3A火砕流堆積物の接写(下)。阿蘇-3A火砕流堆積物は綿状軽石(白色部分)と黒曜石片(黒色の小片)を多く含む。上のスケールは1m。産山村上田尻

火砕流堆積物の基底部に阿蘇-3A火砕流堆積物起源と思われる発泡のよい白色-淡紅色の軽石塊が、阿蘇-3C火砕流堆積物の本質スコリアと混在して見出される。これらは阿蘇-3C火砕流の流走中に、下位の阿蘇-3A火砕流堆積物中の軽石を取り込んだものと推定される。

斜方輝石単斜輝石デイサイト軽石 GSJ R63522 (K187)

産地・産状：産山村上田尻．非溶結火砕流堆積物中の本質軽石塊．

化学組成：SiO₂=65.88%（第2表の10），この他に別の露頭の軽石の分析値として65.95%，63.42%（第2表の8,9.）．

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈦．

石基：無色ガラスからなり，よく発泡し引き伸ばされた気泡をもつ．

阿蘇-3C 火砕流堆積物 (A3c)

阿蘇-3C 火砕流堆積物は，斜長石多斑晶の発泡度の低い黒色の輝石安山岩スコリアを本質岩塊とする非溶結火砕流堆積物である．これは宮原図幅地域内の南で厚く（20m以上），北で薄い傾向があり，小国町宮原より以北では阿蘇-3A 火砕流堆積物の最上部にわずかに多斑晶質のスコリアを認める程度となる．阿蘇-3C 火砕流堆積物の本質物質は，主として発泡の良くないスコリアからなる．スコリアの直径は40cm以下で長円体形または火山弾様の形をしたものが多い．多くのスコリアの表皮にはパン皮状の亀裂があり，内部がより発泡しふくらんでいる．スコリアは数mm大の斜長石斑晶を多量に含み，また，3mm以下の輝石の柱状斑晶も見られる．このように，多量の斑晶を含む本質岩塊は阿蘇-3C 火砕流堆積物の特徴であり，この他には宮原図幅地域内では阿蘇-4B 火砕流堆積物の一部に同様の多斑晶の本質岩塊が見られるだけである．外来岩片の大部分は未変質安山岩・変質火山岩等からなり，まれに白色の花崗岩片を含むこともある．

斜方輝石単斜輝石安山岩スコリア GSJ R63523 (K183)

産地・産状：産山村上山鹿の南400m(南隣の阿蘇山図幅内)．非溶結火砕流堆積物中の本質岩塊．

化学組成：SiO₂=54.70%，55.60%（第2表の11,12；別の露頭のスコリアの分析値）．

斑晶：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈦．

石基：褐色または黒色不透明のガラスからなり球形の気泡をもつが，全体として発泡がよくない．

Ⅶ. 1. 5 阿蘇-4/3間の降下火砕物 (地質図では省略)

阿蘇-3 サイクルの噴火が終了し，阿蘇-4 サイクルの噴火が始まる前に約40回の小規模噴火があり，これらの活動の産物として火山灰・軽石などの降下火砕物が本図幅東南の竹田図幅地域で確認されている(小野ほか，1977；星住，1990)．宮原図幅地域ではこれらの堆積物は阿蘇-3C 火砕流堆積物を覆って若干見られるが，そのほとんどは阿蘇-4 サイクルの火砕流堆積物に削剥されているか，あるいは風化を受け保存が良くない．

Ⅶ. 1. 6 阿蘇-4サイクルの噴出物

阿蘇-4 サイクルの火砕流堆積物は中部九州を広く覆い，一部は西方の天草下島や北東方の山口県内にも分布している(Watanabe, 1978；小野・渡辺，1983)．小野ほか(1977)は，阿蘇カルデラ東側(竹田図幅地域)で阿蘇-4 サイクルの火砕流堆積物を阿蘇-4A 及び阿蘇-4B の2サブユニットに区分し，Watanabe(1978)は，阿蘇カルデラ西側で8サブユニットに区分した．また，阿蘇カルデラから北東及び東方に数10km離れた別府・犬飼・三重町・佐伯の各図幅地域では，阿蘇-4 サイクルの火砕流堆積物は阿

蘇-4A 及び阿蘇-4T の 2 サブユニットに区分されている(星住ほか, 1988 ; 寺岡ほか, 1990, 1992 ; 酒井ほか, 1993). 小野ほか(1977)の阿蘇-4A 火砕流堆積物の大部分は, Watanabe(1978)の 8 サブユニット内の Yame pumice-flow deposit(八女軽石流堆積物)に相当する. また, 上述の阿蘇-4T 火砕流堆積物は, Watanabe(1978)の Tosu orange pumice-flow deposit (鳥栖オレンジ軽石流堆積物)に相当する. 宮原図幅地域に分布する阿蘇-4 サイクルの火砕流堆積物は, 阿蘇-4A 火砕流堆積物・阿蘇-4T 火砕流堆積物・阿蘇-4B 火砕流堆積物の 3 つのサブユニットである. これら 3 つのサブユニットの間には時間間隙を示す根拠はなく, 3 者は一連の噴火に伴って上記の順に堆積したと考えられる.

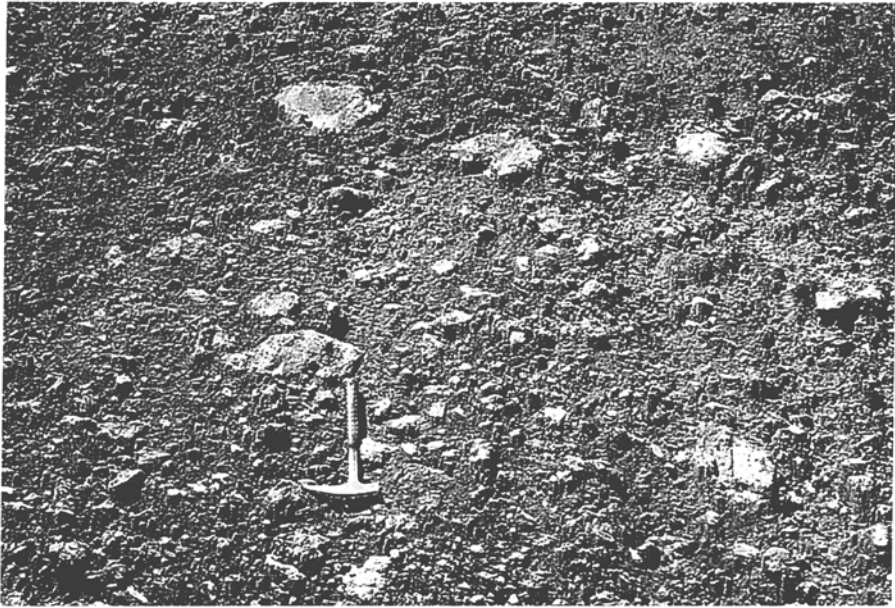
時代: 阿蘇-4 火砕流堆積物の噴出年代として, 玉生(1978)は本質ガラスレンズの FT 年代を測定し $84 \pm 25\text{ka}$ を得た. 町田ほか(1985)は, 日本周辺海域を含む広域テフラ層序から約 7 万年前とした. 大村ほか(1988)は, ^{238}U - ^{230}Th 年代測定法により $80 \pm 2\text{ka}$ の年代値を報告した. また, 松本ほか(1991)は, 本質ガラスレンズの気相晶出再結晶部を用いて $89 \pm 7\text{ka}$ の K-Ar 年代値を報告した. 以上の結果から, 阿蘇-4 サイクルの噴出物の年代はおおよそ 9 万年前と考えられる.

阿蘇-4A 火砕流堆積物 (A_4 , A_{4W})

阿蘇-4A 火砕流堆積物は, くじゅう連山と涌蓋連山を除く宮原図幅地域西半部及び南東部の平坦地に広く分布する. 堆積物の表面高度は阿蘇カルデラから離れるに従って低くなる. 本堆積物は谷め型堆積物とするため厚さは一定しないが, 最も厚いところで 200m 以上ある. 阿蘇-4A 火砕流堆積物には非溶結の部分から強溶結の溶結凝灰岩まで種々の岩相があるが, 地質図では非溶結部(A_4)と溶結凝灰岩(A_{4W})とに二分して示した. 一般に非溶結部は堆積物の底部のごく薄い部分と上半部を占め, 溶結部は堆積物の下部を占める. 火砕流堆積物全体が薄い時には非溶結部のみからなる. また, 逆に浸食により非溶結部が失われて溶結部のみからなる場合もある.

非溶結部(A_4)は灰白色または淡褐色の軽石流堆積物からなり, ガラス火山灰を主体とした灰白色-淡紅色の基質中に多量の軽石を含む(第 35 図). 軽石は灰色-淡褐色で丸みを帯び, 直径 40cm 以上の大型のものが含まれることもある. 軽石はよく発泡し粗い長孔型の気泡をもつ. 軽石中には斑晶として 4mm 以下の短柱状の斜長石と, 5mm 以下の黒色光沢のある長柱状の普通角閃石を含み, 更に少量の斜方輝石も見られる. 外来岩片として安山岩溶岩・変質火山岩・溶結凝灰岩を含み, まれに花崗岩類を含む.

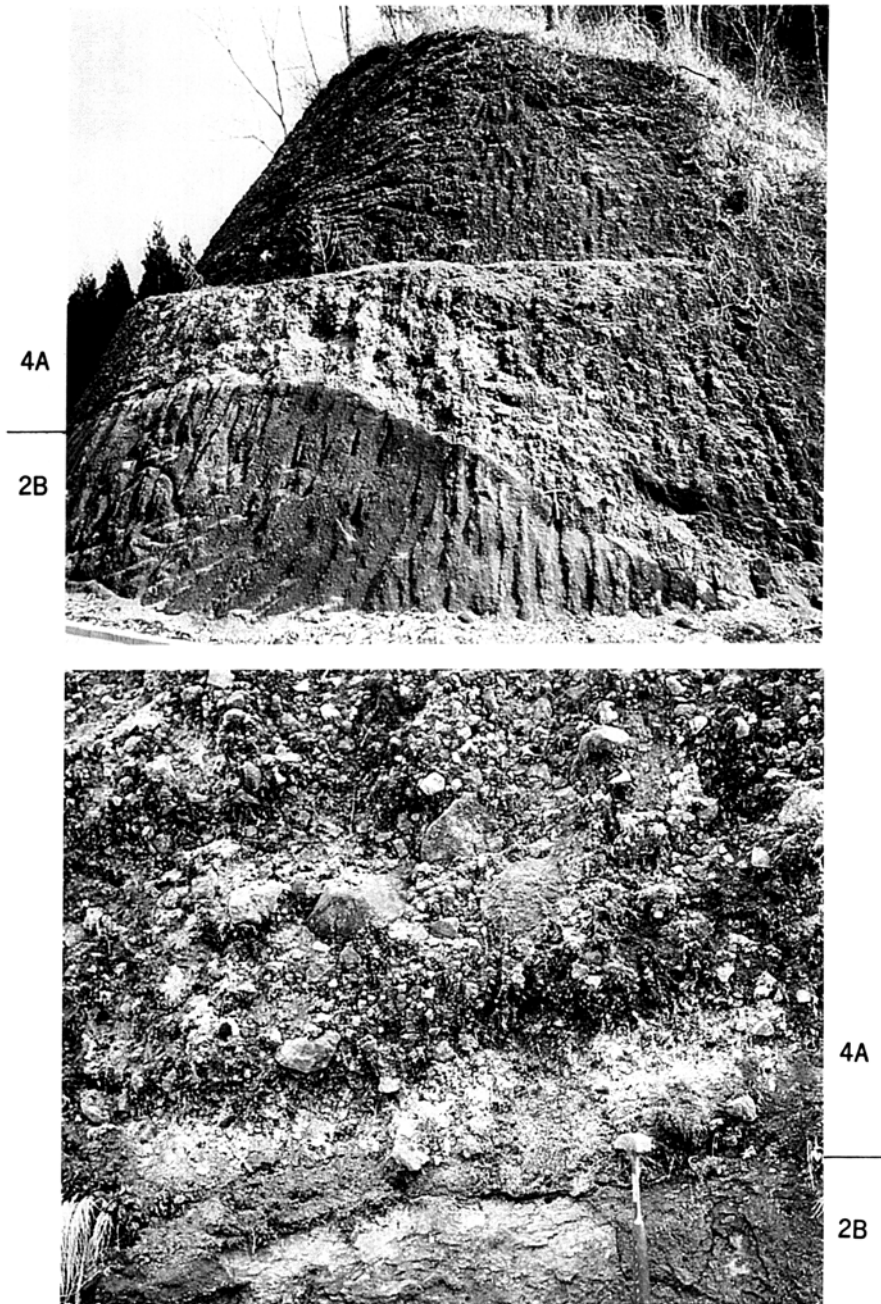
本堆積物の基底にはしばしば**異質岩片集積部**が見られる. 第 36 図に示す露頭(小国町^{やんた}矢津田の南)では, 阿蘇-2B 火砕流堆積物の傾斜した風化表面を厚さ約 50cm の異質岩片集積部が覆う. 一般に, この集積部の層厚は 1m 以下で, 側方へ急激に変化する. 異質岩片集積部は直径 30cm 以下の安山岩溶岩・変質火山岩・砂岩・緑色片岩・花崗岩などの異質角礫を主体とし, これらの角礫よりも小さな軽石を少量含む. 一般に無構造で塊状であるが, ときには不明瞭な層理が発達する(第 36 図の下図). 基質は通常の非溶結火砕流堆積物に比べて細粒の火山灰が乏しく, 普通角閃石と斜長石の結晶片に富む. 異質岩片集積部の基底部は, 結晶と細粒軽石を含む厚さ 4cm 以下の薄層からなる. また, 堆積物中に径数 cm のパイプ構造が認められることがある. パイプは通常円筒形をなしその内部が著しく細粒物に乏しい. これらの岩片集積部は, 火砕流の流走中及びそれに続く堆積の時期に流動している火砕流から離脱した石質岩片と結晶が選択的に堆積した ground layer deposit (Walker et al., 1981)と考えられる.



第 35 図 阿蘇-4 A 火砕流堆積物の非溶結部 径 30 cm 以下の発泡の良い長孔型の気泡をもつ灰色 - 灰紫色の軽石を含む。基質は同質の細粒火山灰と結晶片及び異質岩片の小片からなる。天ヶ瀬町湯ノ見岳の西方(北隣の森岡幅地域内)

この他に、例外的に見られる非溶結部の岩相として次の 2 例がある。これらはいずれも分布が限られているため、地質図では阿蘇-4A 火砕流堆積物の非溶結部(A4)に含めてある。南小国町黒原の南(国道 212 号の旧道沿い)では、普通角閃石斑晶を含む発泡の良い灰色軽石からなる層厚 5m 以上の火砕流堆積物の下位に、純白色の軽石からなる層厚約 3m の火砕流堆積物がある。純白色の軽石は径 20cm 以下で、発泡が良く絹光沢を持ち、3mm 以下の針状の普通角閃石をごく少量含む。上位に見られる灰色軽石をもつ火砕流堆積物の基底部には、同色の軽石を含み細粒火山灰に乏しい岩相を示す 50-100cm 厚の異質岩片集積部があり、これは下位の純白色軽石を含む火砕流堆積物を削り込んでいる。純白色軽石を含む火砕流堆積物は、層位と岩相から阿蘇-4A 火砕流堆積物中の最下部のサブユニットである Oyatsu white pumice-flow deposit(小谷白色軽石流堆積物; Watanabe, 1978)である可能性が高い。これまで小谷白色軽石流堆積物は主として阿蘇カルデラの西方に分布し、北方ではカルデラ壁から約 40km 離れた日田市にのみ確認されていた(Watanabe, 1978 の Fig. 7)が、宮原図幅地域内にもその連続部があったと考えられる。

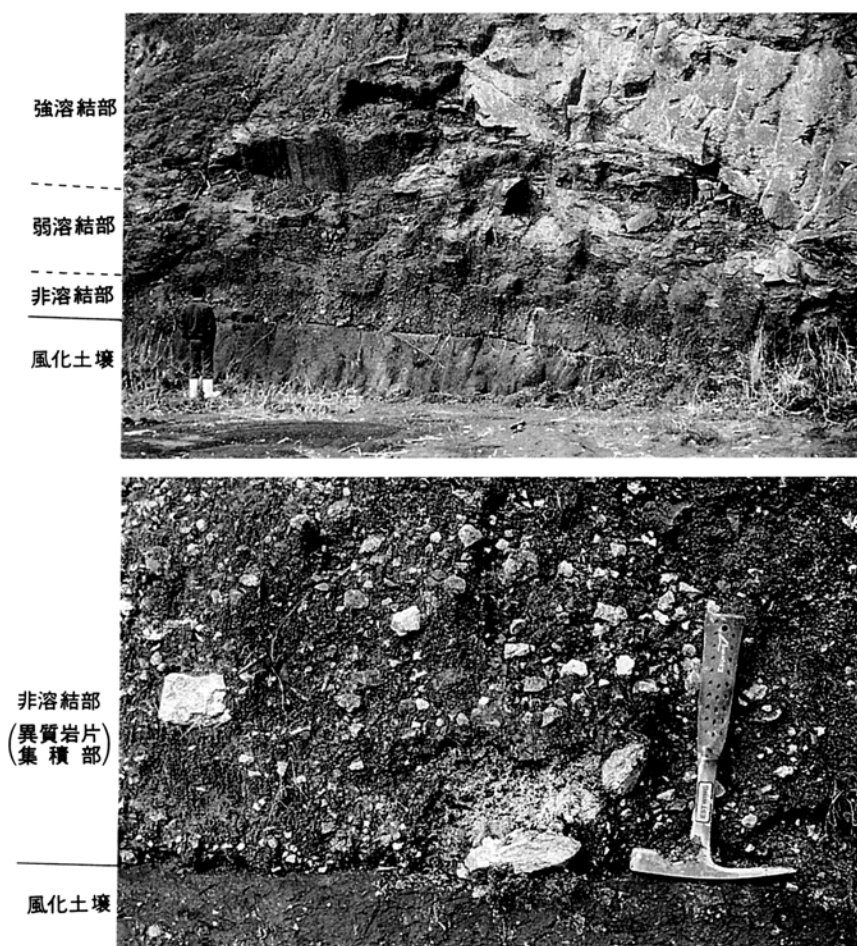
南小国町梶の本の東方、轟の西方と東方、中湯田の西方のそれぞれ尾根に分布する非溶結の阿蘇-4A 火砕流堆積物の上位には、7mm 以下の扁平な普通角閃石を含む白色の軽石からなる層厚 7m 以下の非溶結火砕流堆積物がのる。この堆積物に含まれる軽石は径 15cm 以下で長孔状の気泡を持つが、通常の阿蘇-4A 火砕流堆積物中の軽石に比べて発泡が悪い。またしばしば縞状軽石が含まれる。基質は灰白色 - 淡紫色で細粒火山灰に富む。軽石中の普通角閃石の形状は、後述の阿蘇-4B あるいは阿蘇



第36図 阿蘇-2B火砕流堆積物の風化面を覆う阿蘇-4A火砕流堆積物(上) 下は阿蘇-4A火砕流堆積物の基底の異質岩片集積部(上の露頭中央下部の接写)。基質は細粒火山灰に乏しく、左に傾く層理が見える。下盤は阿蘇-2B火砕流堆積物の浸食表面の風化部。上の露頭の高さは約8m。小国町矢津田の南

-4T 火砕流堆積物に含まれる普通角閃石斑晶に類似する。しかし、軽石は阿蘇-4T 火砕流堆積物中の軽石に比べてはるかに発泡が悪く、また同火砕流堆積物中に特徴的に見られるオレンジ色の軽石を全く含まない。本堆積物とその下位にあり通常の岩相を示す阿蘇-4A 火砕流堆積物との境界部は観察されていない。このユニットは層位と普通角閃石斑晶の形状から、阿蘇-4B あるいは阿蘇-4T 火砕流堆積物と連続するサブユニットである可能性が考えられるが、地質図では阿蘇-4A 火砕流堆積物の非溶結部(A₄)に含めてある。なお、阿蘇カルデラの西部では本堆積物の岩相と層位に相当するサブユニットは報告されていない(Watanabe, 1978)。

溶結部(A_{4w})は一般に岩体の下部を占め、弱溶結部と強溶結部とからなる(第37図)。弱溶結部では灰-暗灰色基質中に灰白色の偏平化した軽石を含む。強溶結部との境界付近では灰白色の偏平化した軽石と、黒色のガラスレンズが共存する。軽石とガラスレンズには化学組成上の差異が認められない。



第37図 阿蘇-4A 火砕流堆積物基底部の非溶結部と弱溶結部から強溶結部への移行部 基底部の約2m上から溶結度が急激に上がる(上)。その基底部に見られる異質岩片集積部の接写(下)。基質は細粒火山灰に乏しく結晶片に富む

強溶結部は堅固で、暗灰色基質中に黒色ガラスレンズを含む。溶結部では径1-2mの柱状節理が発達する。弱溶結部では気相晶出作用によって軽石中の空隙に赤鉄鉱などの鉱物が生成することがある。厚い強溶結部が発達する所では、一般にその下部の弱-非溶結部はきわめて薄い。すなわち、基底部に厚さ20cm程度の黄灰色で粉状のガラス火山灰があり、その上の弱溶結部を経て基底から1m程度で暗灰色の強溶結相に移過する。これに対して、強溶結部の更に上部の弱-非溶結部への変化は緩やかである。大部分の地域では溶結凝灰岩はガラス質であり、暗灰色の基質に緻密な黒色ガラスの大型の本質レンズを含む。強溶結部では基質が脱ガラス化し、灰色の基質に黒色ガラスレンズを含み著しく硬い。また、一部地域では表層の弱溶結部の基質が酸化によって褐色を呈する。

単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R63524 (K1067)

産地・産状：小国町下廣瀬の南南東200m。強溶結火砕流堆積物。

化学組成：SiO₂=64.62%, 65.52%, 69.81% (第2表の13, 14, 15; 別の露頭の軽石の分析値)。

斑状結晶：斜長石・普通角閃石(帯緑褐色)・斜方輝石・鉄鉱・単斜輝石。

基質：ガラス破片・ガラスレンズ・石質岩片。

阿蘇-4T 火砕流堆積物(A_{4T})

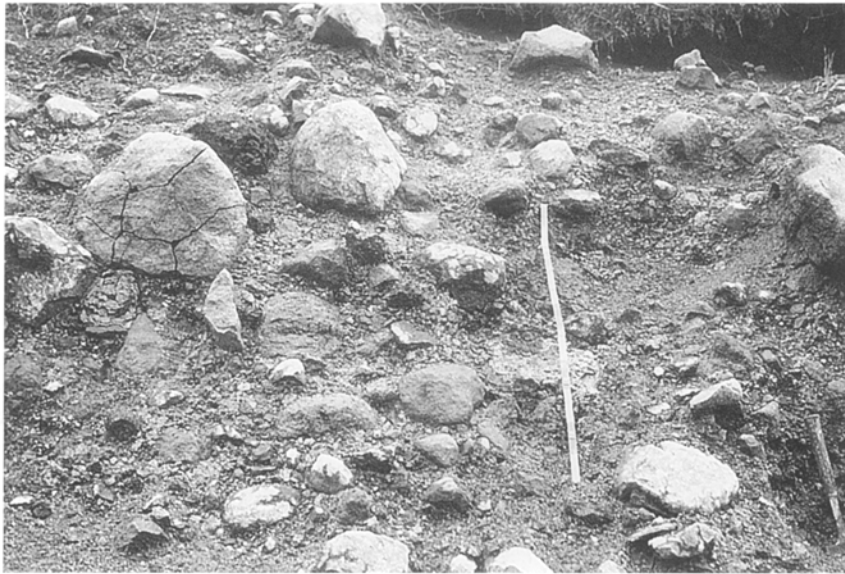
阿蘇-4T 火砕流堆積物(鳥栖オレンジ軽石流堆積物)は、極めて薄くかつ広い分布をする特徴を持った拡散型大規模火砕流である(Watanabe, 1978; Suzuki-Kamata and Kamata, 1990)。堆積物は基本的に非溶結で、橙灰色の基質に黄橙色-赤橙色の良く発泡した軽石を含むのが特徴的である。本図幅地域でも厚さが2m程度と薄く、橙灰色の基質中に大きさ10cm以下のオレンジ色軽石を含む(第38図)。

阿蘇-4T 火砕流堆積物は、阿蘇-4A 火砕流堆積物を覆い阿蘇-4B 火砕流堆積物に覆われる。分布面積に比べて厚さが薄く、また、そのために堆積物の表面高度は堆積前の地形に従って変化している。阿蘇-4A 火砕流堆積物の台地上(標高600-700m)に広く分布し、多くの地域では堆積物の上面に比較的平坦な面が保存されている。これらの地域では阿蘇-4A 火砕流堆積物の原表面が失われているので、おそらく同堆積物上を阿蘇-4T 火砕流堆積物は広く覆っていたが、現在は削剥によってほとんど失われてしまったのであろう。これらの他に散点的な小分布が認められる。宮原図幅地域の西部では吉ノ本安山岩と山甲川流紋岩上に、また中部では一目山溶岩と涌蓋中岳安山岩上にそれぞれ小分布が確認される。小国町下巢牧場の山甲川流紋岩の台地上では、阿蘇-4T 火砕流堆積物の基底部に火砕サージ構造が見られる(第39図)。

本堆積物は非溶結の軽石流堆積物であり、赤橙色のガラス火山灰からなる、軽くフカフカした感じの基質に、よく発泡し長孔状の気泡を持つ黄橙色の軽石を含む。軽石中の斑晶普通角閃石は、阿蘇-4A 火砕流堆積物中に含まれるものと比べて、より大型で偏平である。普通角閃石の形状は後述の阿蘇-4B 火砕流堆積物に含まれる斑晶に類似する。またまれに縞状軽石が含まれる。下位に異質岩片の集積層を伴うことがあり、そこでは岩片中に黄橙色の軽石が散在している。Suzuki-Kamata and Kamata(1990)は、阿蘇カルデラ北側の阿蘇-4T 火砕流堆積物中の噴出源から北へ遠ざかる方向の岩相変化に関して詳しい記載と測定を行った。彼らは本火砕流が噴出源から約20km 流走した地点に屈曲点(inflexion point)があることを明らかにし、拡散型大規模火砕流の流動特性を論じた。



異質岩片集積部



第 38 図 北側の阿蘇カルデラ壁に見られる阿蘇-4 T 火砕流堆積物 全層厚の 70%以上が異質岩片を多く含む岩相からなり、その上位に細粒火山灰に富む火砕流堆積物の岩相がのる(上)．異質岩片集積部の接写(下)．スケールは 1m．阿蘇町大観望北西の国道 212 号沿い

この他に、例外的に見られる岩相として次の例があるが、分布が限られているため地質図では阿蘇-4 T 火砕流堆積物(A_{4T})に含めてある。南小国町^{きがわ}黄川の西(国道 212 号沿い)の尾根には、多斑晶で発泡の悪いスコリアを多く含む層厚 4m 以上の非溶結火砕流堆積物が見られる。この下方には非溶結の阿蘇-4 A 火砕流堆積物が分布するが、本堆積物との境界は観察されていない。スコリアは径 15cm 以下で、7



第39図 山甲川流紋岩の上部風化面を覆う阿蘇-4T火砕流堆積物最下部の火砕サージ堆積物とその上の火砕流堆積物 火砕サージ堆積物は岩片と結晶片に富み、数mm幅の平行葉理が発達し部分的に斜交層理をなす(Suzuki-Kamata and Kamata, 1990)。火砕流堆積物はきわめて発泡の良い軽石(径15cm以下)を含む。小国町下集牧場

mm以下の扁平な普通角閃石斑晶を含む。火山弾状の形状のスコリアが多く見られる。またスコリアよりも径の大きい異質岩片(ML=35cm)を多数含み、まれに縞状軽石が含まれる。阿蘇-4T火砕流堆積物に特徴的に見られる発泡の良いオレンジ色軽石は含まれないが、風化したスコリアはオレンジ色がかった色を呈する。同様の岩相をもつ堆積物は、阿蘇カルデラの北西壁(阿蘇山図幅地域内)に露出する阿蘇-4T火砕流堆積物の直上にも見られる。これらの堆積物は層位と岩相から、阿蘇-4サイクルの火砕流堆積物中の最上部のサブユニットであるKunomine scoria-flow deposit(九ノ峰スコリア流堆積物; Watanabe, 1978)である可能性が高い。これまで**九ノ峰スコリア流堆積物**は主として阿蘇カルデラの西方に分布することが確認されていた(Watanabe, 1978)が、北方にも主要な分布域があった可能性が考えられる。

阿蘇-4B火砕流堆積物(A_{4B})

阿蘇-4B火砕流堆積物は、扁平でやや大きい(3-5mm)普通角閃石斑晶を特徴的に含むデイサイト溶結凝灰岩である。阿蘇-4B火砕流堆積物は、非常に平坦な台地の周囲に絶壁を連ねて露出している(第40図)。阿蘇-4B火砕流堆積物は本図幅の南部に広く分布し溶結凝灰岩台地を形成し、また阿蘇カルデラ東側の竹田図幅地域にも分布が見られる(小野ほか, 1977)。カルデラ北東縁では厚さ5m程度であり、西及び南東に向かって薄化する。カルデラの中心部より西側では、分布が確認されていない(渡辺・小野, 1969)。また、南小国町戸無の東南東1km付近などに、溶結凝灰岩の断片的露出がある。ここではいずれも数m以下の厚さしかなく薄失直前の状態を示している。南小国町黄川の南では、阿蘇-4T火砕流堆積物の最上部がわずかに溶結し、阿蘇-4B火砕流堆積物の溶結凝灰岩相への移過部を示すものと

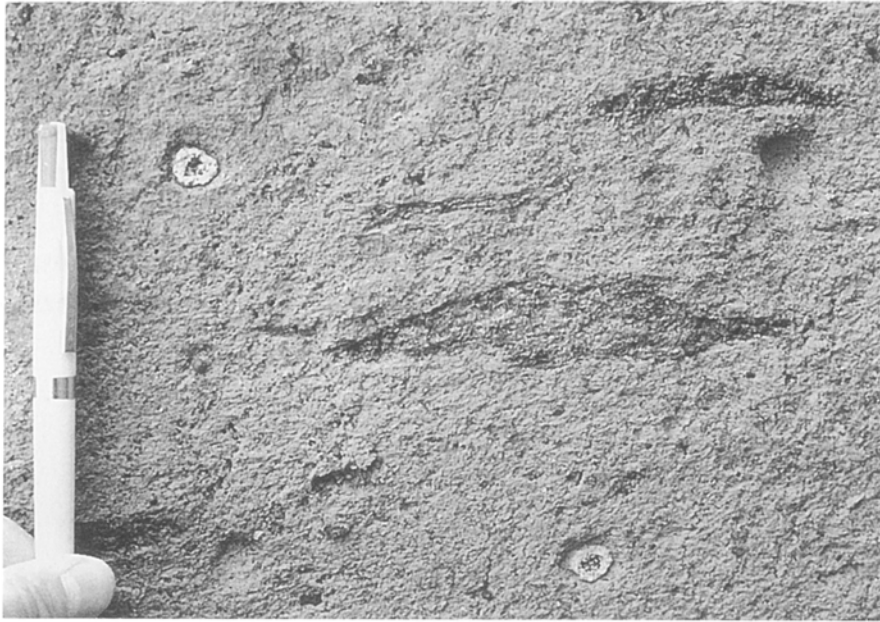
思われる。阿蘇-4B火砕流堆積物には数枚のフローユニットが認められる。産山村^{おがしわ}小柏付近では、阿蘇-4B火砕流堆積物の溶結凝灰岩は、非溶結の軽石流からなる阿蘇-4A火砕流堆積物の上ののっている(第41図)。しかし、その境界には厚さ数mの漸移部があつて、上方に次第に溶結度を増し両者の境界を明確な一線で示すことはできない。この漸移部の上は黒色緻密なガラス質溶結凝灰岩であり、本質レンズは著しく偏平化している(第42図)。更に上方に溶結度は低下して、本質レンズの偏平度が減少し、レンズの内部および周囲に気泡がみられるようになり、同時に岩石の色は次第に淡色となつて、基質の色は褐色に、本質レンズは暗灰-灰色に変化する。最上位1m程度はやや多孔質の溶結度の落ちた溶結凝灰岩であり、酸化して基質は橙赤-練瓦色となり、その中に灰白色の本質レンズを含む。また、産山村



第40図 阿蘇-4B火砕流堆積物の作る溶結凝灰岩台地の平坦面 産山村平川の南約1km



第41図 阿蘇-4A火砕流堆積物(4A)を覆う阿蘇-4B火砕流堆積物(4B) 阿蘇-4B火砕流堆積物の主部は溶結し赤色化している。露頭の高さは5m。産山村^{おがしわ}小柏の東



第42図 阿蘇-4B火砕流堆積物中のガラス質レンズと基質中の風化した球状組織 産山村小柏

小柏の西約500mのやまなみハイウェイ沿いでは、最上部の層厚約1mの非溶結部が見られ、径10cm以下の白色の軽石を多数含む。

単斜輝石含有斜方輝石普通角閃石デイサイト溶結凝灰岩 GSJ R63525 (K184)

産地・産状：産山村小柏の南西2km. 強溶結火砕流堆積物。

斑状結晶：斜長石・普通角閃石(帯緑褐色)・斜方輝石・鉄鉱・単斜輝石。

基質：ガラス破片・ガラスレンズ・石質岩片。

VII. 2 九重火山噴出物

九重火山は、阿蘇火山の北東、由布鶴見火山の南西に位置し、中部九州、豊肥火山地域の火山活動の中で最も新しい活動が記録されている地域にある(Kamata, 1989b)。従来より九重火山をなす山体の大部分は、その火山地形の新しさから第四紀火山と考えられてきた(小野, 1963; 小野ほか, 1981; 松本, 1983)。星生山の北東の硫黄山いおうざんと呼ばれる地域では噴気活動が常時見られる。九重火山では、1738年、1675年、1662年に噴火したとされている記録があり(大森, 1918; 井村・鎌田, 1996)、1995年10月には星生山ほっしょうざんの東北東で火山灰を噴出した(鎌田・千葉, 1995; 星住ほか, 1996; 鎌田ほか, 1996a, b)。

これまで九重火山の地質に関して、小野(1963)は野外地質調査と空中写真判読結果をまとめて、九重火山の東半部に分布する溶岩ドーム群の地質と層序について、5万分の1久住図幅として報告した。ま

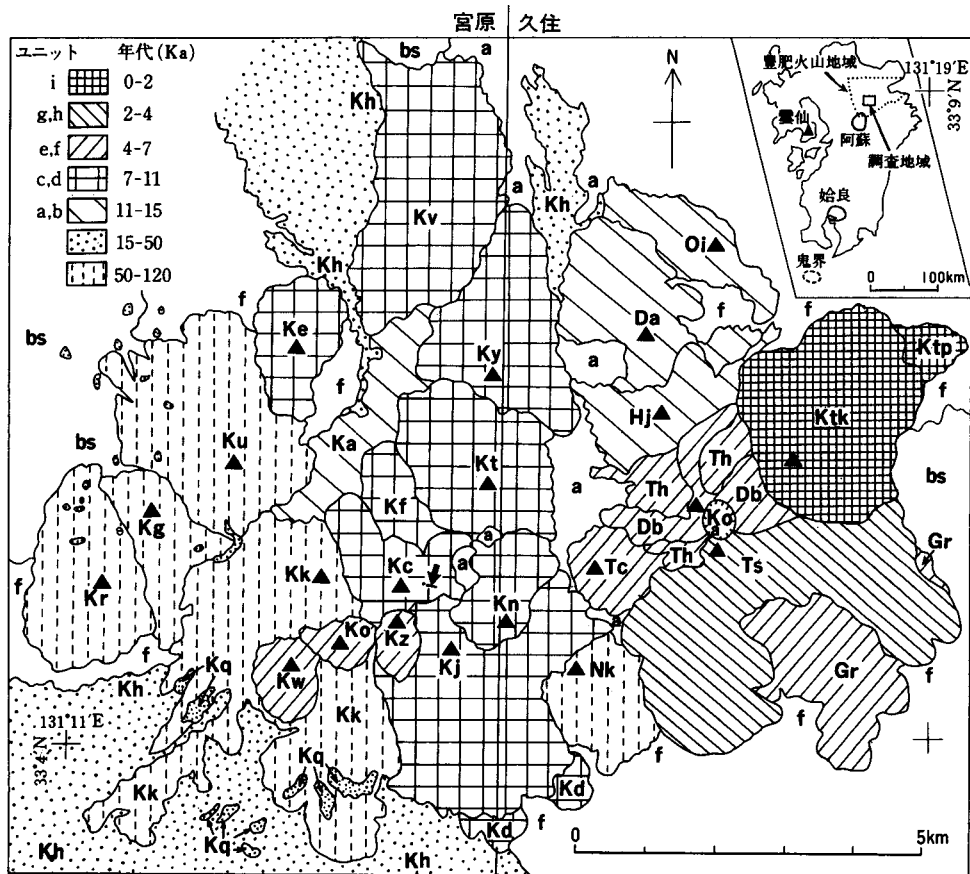
た松本(1983)は、九重火山周辺の地質層序を地質図とともに報告した。田村(1967, 1975)は、九重火山周辺に分布する降下火山灰を記載した。小野ほか(1977)は、九重火山南方、阿蘇火山東方の火砕流堆積物の層序の検討から、九重火山起源の火砕流が3枚あり、それぞれが阿蘇火山起源の火砕流と指交関係にあることを明らかにした。鎌田(1985b)及びKamata et al. (1988)は、九重火山の西及び北西地域の火山岩の層序とK-Ar年代値を報告した。小林・池辺(1985)は、九重火山から噴出した火山灰と広域テフラとを用いて、九重火山東半部(いわゆる大船山系)の溶岩ドーム群の層序を報告した。太田(1991)は同様の手法で、九重火山の東部と中部の形成史を論じた。鎌田・小林(1991)は、野外での地質調査結果と降下火砕物の層序をまとめ、九重火山全域の地質分布と層序を明らかにした。その後、鎌田(1991)は降下火山灰直下の腐植土壌の ^{14}C 年代値を求めることにより、孤立した溶岩ドーム群の噴出年代を推定した。鎌田・小林(1992)及びKamata and Kobayashi(1997)は更に ^{14}C 年代値を追加し、九重火山の完新世の噴火活動史を明らかにした。井村・鎌田(1996)は古文書による九重火山の噴火記録をまとめた。Kamata and Kobayashi(1997)は九重火山の最近1.5万年間の平均噴出率を求め、今後九重火山で起こる可能性のある火山災害様式を指摘した。新エネルギー総合開発機構(1988)及びKamata(1989b, Fig. 8)は、九重火山の東半部の周辺に掘削された試錐データを報告した。伊藤ほか(1997)はトレンチ調査によって明らかとなった九重火山の小規模噴火の活動履歴を報告した。奥野ほか(1997)と川辺ほか(1997)は、九重火山南麓の火砕流堆積物の ^{14}C 年代を報告した。鎌田・星住(1996b)は、九重火山南麓での九重火山起源の降下火砕物の代表的露頭を記載した。鎌田・千葉(1995)は、これまでに発行された登山地図などを基に、国土地理院発行の地形図に記されていない九重火山の地名を図示した。横山(1995)は、九重火山の地形・地質・火山活動に関する1995年までに発表された文献をまとめた。本報告では、主として鎌田・小林(1996)、Kamata and Kobayashi(1997)の地質層序及び噴火史(第43図)と、その後に行われた調査結果に基づき九重火山噴出物の地質と層序を記述する。本節の最後に、1995年10月に始まった硫黄山周辺の噴火と、九重火山の最近1.5万年間の噴出量の変化に関して簡単に紹介する。

地形及び地質の概略

九重火山は東隣の久住図幅地域にまたがって分布する火山群であり、中心部には急峻な溶岩ドーム群と小成層火山とが集合する(第43図)。溶岩ドーム群は溶岩ドームと溶岩流からなり、地形的高所(くじゅう連山; 第2図)を形成する。九重火山の南・南西・北側の山麓には火砕流・泥流・岩屑なだれなどの堆積物からなる緩傾斜の裾野が広がり、主として九重火山起源の火山噴出物で構成されている。

本図幅地域内の緩斜面に広く分布する九重火山噴出物は、発泡のよい軽石を多く含む火砕流堆積物である宮城・飯田両火砕流堆積物と、発泡の悪い軽石を含むブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物である白丹火砕流堆積物及びそれから発生した稲葉川泥流堆積物である。小野ほか(1977)は、これらの九重火山噴出物と前節で述べた阿蘇火山噴出物とが指交関係にあり、両火山の活動が長期にわたって平行して行われていたことを指摘した。

小野ほか(1977)は、本図幅東南隣の竹田図幅地域の調査により、宮城火砕流堆積物が九重火山から噴出した最初の火砕流であると考えた。本報告ではこの考えに従い、九重火山噴出物の範囲を宮城火砕流堆積物から後の堆積物とする。その理由は、九重火山では最初にデイサイトの火砕流を噴出し、次

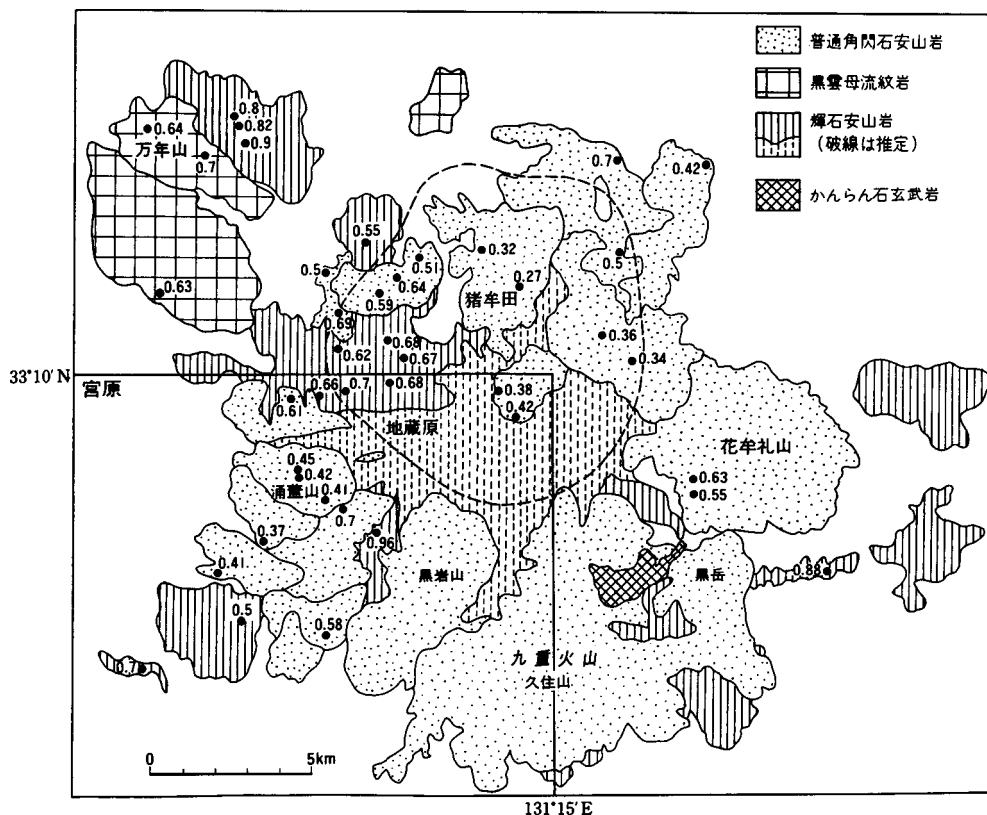


第43図 九重火山中央部の溶岩ドーム群の全域の地質図 凡例はテフラを用いて分けた噴出年代ごとの分布を示す。岩体の記号は第4表の岩体名と一致する。a：沖積層，f：火山麓扇状地堆積物，bs：基盤岩。矢印は1995年10月に火山灰を噴出した噴火口列の位置を示す。Kamata and Kobayashi (1997)を一部修正

に溶岩ドームと溶岩流が噴出し、その後には噴出した火砕流でこれらの溶岩ドームの大部分が崩されるといような噴火史に規則性がほぼ認められ(鎌田・小林, 1991; Kamata and Kobayashi, 1997), これまでの調査によって最も下位に確認される火砕流堆積物が宮城火砕流堆積物と考えられるからである。Kamata et al. (1988)は九重火山周辺の火山活動の年代を求め、宮城火砕流堆積物以降の九重火山の活動を、耶馬溪火砕流と今市火砕流を噴出した猪牟田カルデラ(鎌田ほか, 1994a)における後カルデラ火山活動の一部に位置付けた(第44図)。九重火山噴出物は阿蘇火山噴出物と異なり、多数の小規模の噴火サイクルによる堆積物からなるので、以下に述べるように降下火砕物に基づく区分を行った。

九重火山周辺の降下火砕物の層序

九重火山の周辺には複数の降下火砕物が確認され、これらは互いに分布の孤立している溶岩ドーム及



第44図 猪牟田カルデラの後カルデラ火山活動期の噴出物の概略地質図 (Kamata et al., 1988による).
破線は坑井データ等から求めた猪牟田カルデラの位置を示す。枠内は宮原図幅地域を示す

び溶岩流の層序をたてるためにきわめて重要である(Kamata and Kobayashi, 1997; 第4表). これらは下位から、九重第1降下軽石(小野, 1963; 略称KjP1), 始良Tn火山灰(町田・新井, 1976; 略称AT), 平治岳降下スコリア(鎌田, 1991; 略称HS), A2降下火山灰(鎌田, 1991; 略称A2), 鬼界アカホヤ火山灰(町田・新井, 1978; 以下ではアカホヤ火山灰と略記; 略称Ah), A1降下火山灰(鎌田, 1991; 略称A1), 段原降下スコリア(鎌田, 1991; 太田, 1991; 略称DS), 米窪安山岩質降下火山灰(改称; 略称KA), 米窪玄武岩質降下スコリア(改称; 略称KB), である. このうち年代の明らかでない九重火山起源の火山灰層に関しては、火山灰直下の腐植土壌の¹⁴C年代値を求めることにより、各火山灰の噴出年代が推定されている(第4表及び第5表; 鎌田・小林, 1992, 1996を一部訂正; Kamata and Kobayashi, 1997).

本報告では、これらの降下火砕物との被覆関係を用いて、野外で層序関係の明らかでない溶岩流及び溶岩ドームのグループ分けを行った(凡例と第4表参照). すなわち、ある特定の降下火砕物や火砕流堆積物に挟まれ、互いの層序関係が判明しない溶岩ドームまたは溶岩流を、“ステージ”として一括し区分した. 例えば、豊後渡火砕流堆積物と阿蘇-4火砕流堆積物の下位に位置するグループを、ステージ1

第4表 九重火山の層序と噴火史 単位：y.B.P.(¹⁴C)

1,700	黒岳溶岩(Ktk) [HPA] * 及びこれに伴って発生した黒岳火砕流堆積物(Ktp) [HPA] *
[2,000	米窪玄武岩質降下スコリア(略称KB) [POB] (米窪火口の最終開口)]
3,000	米窪安山岩質降下火山灰(略称KA) [PA] 大船南溶岩(Ts) [BHD] *
[4,000	段原降下スコリア(略称DS) [PA]] 及び段原溶岩(Db) [PA] * 九重火山ステージ4の溶岩：肥前ヶ城溶岩(Kz) [BHD] ・扇ヶ鼻溶岩(Ko) [BHD] ・岩井川 岳溶岩(Kw) [BHD]
[5,000	A1 降下火山灰(略称A1) [HPA]] 及び大船北部落岩(Th) [HPA] * 岳麓寺溶岩(Gr) [HPA] * 立中山溶岩(Tc) [PHA, PA] *
[6,300	鬼界アカホヤ火山灰(略称Ah)] 泉水山溶岩(Ke) [PHA] 松の台岩肩なだれ堆積物(Kv) [PHA]
[10,000	A2 降下火山灰(略称A2) [PHA]] 及び九重火山ステージ3の溶岩：九重中岳溶岩(Kn) [PHA] ・星生山溶岩(Kc) [PHA] ・三俣山溶岩(Kt) [PHA] ・湯沢山溶岩(Ky) [PHA] 九重火山ステージ2の溶岩：星生北溶岩(Kl) [PHA] ・久住山溶岩(Kj) [PHA] ・展望台溶岩 (Kd) [OPHA]
[10,000 - 15,000	平治岳降下スコリア(略称HS) [POB]] 及び平治岳溶岩(Hj) [POB] * 台の山溶岩(Da) [PHA] * 男池溶岩(Oi) [HPA] *
15,300	寨ノ地獄火砕流堆積物(Ka) [PHD]
[24,000	始良 Tn 火山灰(略称AT)] 稲葉川泥流堆積物(Ki) [BPHD] 白丹火砕流堆積物(Kq) [BPHD]
35,000	飯田火砕流堆積物(Kh) 及び九重第1 降下軽石(略称KjP1) [BPHD] 鳴子山溶岩(Nk) [HPA] * 沓掛山溶岩(Kk) [PHA]
[90,000	Aso-4 サイクルの堆積物(Aso-4 A, 4 T, 4 B 火砕流堆積物)] 豊後渡火砕流堆積物(Kb) [PHA] 九重火山ステージ1の溶岩：黒岩山溶岩(Ku) [PHA] ・合頭山溶岩(Kg) [PHA] ・巖師山溶 岩(Kr) [PHA]
90,000 - 120,000	下坂田火砕流堆積物 [BPHD] *
[120,000	Aso-3 サイクルの堆積物]
120,000 - 140,000	宮城火砕流堆積物(Km) [BPHD] (これより上位が九重火山噴出物)
[140,000	Aso-2 サイクルの堆積物]

鉱物と岩石の略号(| 内に示す) H：普通角閃石 P：輝石 B：黒雲母 O：かんらん石 A：安山岩 D：
デイサイト B：玄武岩。
降下火砕物は[]で示す。*：宮原図幅地域には分布しない岩体。

の溶岩とした。また、飯田火砕流堆積物及び九重第1 降下軽石と平治岳降下スコリアの上位にあり、A2 降下火山灰の下位にあるグループを、ステージ2 の溶岩とした。次に、アカホヤ火山灰に覆われ、A2 降下火山灰とほぼ同時期に堆積したと推定されるものを、ステージ3 の溶岩とした。更に、A1 降下火山灰の上位にあり、段原降下スコリアの下位にあるグループを、ステージ4 の溶岩とした。以下には、九重火山の周辺に見られる各々の降下火砕物の記載を行う。

第5表 九重火山周辺に分布する降下火砕物の層序と¹⁴C年代値

黒色腐植土壌	340 ± 80	⑤
黒岳火砕流堆積物の基底部に含まれる炭化木片	1,710 ± 50	⑥
米窪玄武岩質降下スコリア (略称KB)	[約2,000]	
黒色腐植土壌	2,150 ± 80	⑤
米窪安山岩質降下火山灰 (略称KA)	[約3,000]	
黒色腐植土壌	3,500 ± 100	①
黒色腐植土壌	3,570 ± 110	⑤
段原降下スコリア (略称DS)	[約4,000]	
黒色腐植土壌	4,300 ± 270	①
黒色腐植土壌	4,610 ± 120	⑧
黒色腐植土壌	4,620 ± 110	②
A1降下火山灰 (略称A1)	[約5,000]	
黒色腐植土壌	5,280 ± 140	②
黒色腐植土壌	5,350 ± 130	⑧
鬼界アカホヤ火山灰 (略称Ah)	6,300	④
黒色腐植土壌	8,180 ± 140	⑧
黒色腐植土壌	9,050 ± 150	⑧
黒色腐植土壌	9,060 ± 100	①
A2降下火山灰 (略称A2)	[約10,000]	
黒色腐植土壌	10,290 ± 150	⑧
平治岳降下スコリア (略称HS)	[約10,000 - 15,000]	
褐色土壌		
寒ノ地獄火砕流堆積物中の炭化木片	15,320 ± 790	⑥
褐色土壌		
始良 Tn 火山灰 (略称AT)	[24,000]	⑦
九重第1降下軽石 (略称KjP1)	[35,000]	③

[]内の数字は得られた年代値から推定される噴出年代(単位はy.B.P.)。○中の数字は年代値の出典を示す：①山田(1967) ②田村(1975) ③町田(1980) ④町田・新井(1983) ⑤鎌田(1991) ⑥鎌田・小林(1992), Kamata and Kobayashi (1997) ⑦村山ほか(1993) ⑧本報告の新出値

九重第1降下軽石(KjP1)

小野(1963)は、久住図幅地域に分布する普通角閃石デイサイト質の粗粒の降下軽石層をP1、またその直下の細粒の灰色火山灰層をDとし、いずれも飯田火砕流の噴出に伴う降下火砕物の可能性が高いとした。町田(1980)は、P1が九重火山の東方の大分県大野川流域にまで追跡可能であることを明らかにし、九重第1降下軽石(略称KjP1)と命名した。小林(1984)は、由布-鶴見火山地域にP1とDを確認し両者を併せて九重第1降下軽石とした。本図幅地域内では、飯田高原の旦原地域に、飯田火砕流堆積物の下位に、普通角閃石デイサイト質の粗粒の降下軽石層と、その直下に細粒の灰色火山灰層が産出する。ここでは、粗粒降下軽石層及び細粒火山灰層と飯田火砕流堆積物との間には時間間隙の証拠がなく、両者はしばしば飯田火砕流堆積物に削られている。このような飯田高原における産状から、Kamata and Mimura (1983)は、粗粒降下軽石層と細粒火山灰層をそれぞれ小野(1963)のP1とDに対比し、Dは飯田火砕流のステージの最初に噴出した砂質の火山灰であり、P1は引き続いて噴出したプリニアン

降下軽石層と考えた。一方、太田(1991)は、久住高原において普通角閃石デイサイト質の“久住高原火砕流堆積物”(本報告の飯田火砕流堆積物の一部に相当)中のフローユニットの境界に、普通角閃石デイサイト質の粗粒降下軽石層が挟まれていることを報告し、これが九重第1降下軽石の中のプリニアン降下軽石層(P1)に相当すると考えた。更に太田(1991)は、久住高原火砕流堆積物の直下に、Dに相当する細粒の灰色火山灰層を確認したと記述している。これらの事実は、飯田火砕流堆積物と九重第1降下軽石との層序関係及び噴火史を考える上で重要であり再検討を要するが、本報告の調査中には上記の関係を確認する十分な露頭が見い出されなかった。よって、本報告ではKamata and Mimura (1983)に従い、九重第1降下軽石は飯田火砕流堆積物の下位に位置し、飯田火砕流の噴火に先行して噴出した砂質火山灰及びプリニアン降下軽石と考えておく。

九重第1降下軽石は、砂質の下部層(小野, 1963のD)と軽石質の上部層(P1)とからなる(小林, 1984; 太田, 1991)。九重第1降下軽石は九重火山東方の犬飼図幅地域にまで確認され(寺岡ほか, 1992)、また下部層と上部層の両者の岩相は、久住図幅地域内で良く観察される(鎌田・星住, 1996b)。なお鎌田・星住(1996b)は、下部層を九重D降下火山砂(Kj-D)、上部層を九重第1降下軽石(Kj-P1)と呼んだが、後述するように、宮原図幅地域内では九重第1降下軽石が再堆積された場合でも下部層と上部層の両者が伴って産するので、本報告ではこれらを併せて九重第1降下軽石とする。下部層は、青灰色-淡黄灰色の粗粒の砂質火山灰と黄白色の細粒の砂質火山灰との互層からなる。下部層を構成する砂質火山灰は、阿蘇中岳の灰噴火による砂質火山灰(小野ほか, 1995)と類似した構成物からなり、層厚は30-10cmである。上部層は、黄白色-淡灰色の普通角閃石デイサイト質の発泡の良いプリニアン降下軽石からなり、少量の岩片と青灰色のオートリスを含む。上部層は複数のfall unitを示すことが多く、全層厚は90-15cmである。町田(1980)は、大分県大野川流域に分布する九重第1降下軽石の上下の地層の年代を検討し、九重第1降下軽石の噴出年代を30,000-35,000y. B. P. と推定した。奥野ほか(1997)は、九重第1降下軽石に伴って噴出した飯田火砕流堆積物中の炭化木片等の¹⁴C年代を求め、これらの噴出年代は40kaよりも古い可能性があるとした(後述)。

始良 Tn 火山灰(AT)

南九州の始良^{あいら}カルデラから噴出した入戸^{いと}火砕流に伴う co-ignimbrite ashであり(町田・新井, 1976)、白色の極細粒のバブルウォール型ガラス質火山灰からなる。また、少量の斜長石・斜方輝石・単斜輝石・石英・普通角閃石を含む。本図幅地域の中で保存の良い個所では約10cm以下の層厚を示す。多くの露頭では純層としてではなく、黒色土壌(いわゆる黒ボク土)の下位の褐色土壌(赤ボク土)中に、径3mm以下の極めて発泡の良い白色軽石と細粒のガラスフレークとして散在する(鎌田・星住, 1996b)。褐色土壌の中で始良 Tn 火山灰の含まれる部分は、ハンマーの先でこするとシャリシャリと微かな音がするので比較的容易に判別できる。最近得られた始良 Tn 火山灰の¹⁴C年代値(24,300 ± 225y. B. P. ; 村山ほか, 1993)から、始良 Tn 火山灰の噴出年代は約24kaと考えられる。

平治岳降下スコリア(HS)

寒ノ地獄火砕流堆積物と飯田火砕流堆積物を覆い、A2降下火山灰に覆われる黄褐色-オレンジ色の

降下スコリアを、平治岳^{ひいじだけ}降下スコリアと呼ぶ(鎌田・小林, 1992)。平治岳降下スコリアは褐色土壌(赤ボク土)中に産し、平治岳の北東部では3枚のスコリア層に分かれる。直径3cm以下のスコリアと火山灰からなる。有色鉱物として、かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱を含む。本図幅東隣の久住図幅内に主として分布し、平治岳溶岩(第43図のHj)に伴って噴出した(Kamata and Kobayashi, 1997)。

A2 降下火山灰 (A2)

鎌田・小林(1992)は、アカホヤ火山灰の下位に位置し、黒色土壌(黒ボク土)中に挟まれる灰黄色の細粒火山灰をA2降下火山灰と呼称した。A2降下火山灰は、田村(1967, 1975)の九重c層、及び太田(1991)の九重第2風化火山灰層の一部に相当する。A2降下火山灰は50-10cmの厚さをもち、場所によっては2枚の火山灰に分かれる(第45図)。有色鉱物として普通角閃石・鉄鉱を含み、斜方輝石・単斜輝石を極く僅かに含む。A2降下火山灰は後述の九重中岳溶岩・星生山溶岩・三俣山溶岩・湯沢山溶岩に伴って噴出したと考えられる(Kamata and Kobayashi, 1997)。

アカホヤ火山灰 (Ah)

アカホヤ火山灰は約6,300年前に南九州の鬼界カルデラ^{きかい}から噴出した幸屋火砕流^{こうや}に伴う co-ignimbrite ashであり、極細粒のガラス質火山灰からなる(町田・新井, 1978; 1983)。本図幅地域ではアカホヤ火山灰は特徴的なオレンジ色を示し、約20cm以下の層厚をもち、黒色土壌(黒ボク土)中に挟まれている(第45図及び第46図)。構成物の大部分はバブルウォール型の火山ガラスからなり、少量の斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱を含む。

A1 降下火山灰 (A1)

鎌田・小林(1992)は、アカホヤ火山灰の上位、段原降下スコリアの下位に位置し黒色土壌に挟まれる灰黄色の細粒火山灰をA1降下火山灰と呼称した(第45図及び第46図)。A1降下火山灰は、田村(1967, 1975)の九重b層、及び太田(1991)の九重第2火山灰層の一部に相当する。A1降下火山灰は、くじゅう連山に近づくとも層厚が厚く(約90cm)なり、10枚程度の火山灰層から構成されている。飯田高原及び久住高原では1-2枚の細粒火山灰層からなり、約20-10cmの層厚を示す(鎌田・星住, 1996b)。有色鉱物として単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱を含み、普通角閃石を極く僅かに含む。A1降下火山灰は東隣の久住図幅地域に分布する大船北部溶岩(第43図のTh)に伴って噴出した(Kamata and Kobayashi, 1997)。

段原降下スコリア (DS)

段原降下スコリア^{だんばる}はアカホヤ火山灰の上位に位置し黒色土壌中に挟まれる(第45図及び第46図)。オレンジ色及び黒色のスコリアからなり、岩片・火山弾を含む。段原降下スコリアは田村(1967, 1975)の九重a層に相当し、太田(1991)及び鎌田・小林(1992)の段原降下スコリア層に相当する。くじゅう連山に近づくとも層厚が厚く(30cm以上)なり、黒色の火山砂を挟む4枚のスコリア層から構成されている。飯田高原及び久住高原では1枚のスコリア層からなり、約10cmの層厚を示す。段原降下スコリアは段原火口から東、北、西へ流下した段原溶岩(第43図のDb)に挟まれる。層厚と粒径の変化と鉱物組み合



第45図 星生山北溶岩を覆う降下火山灰(上) 下位からA2降下火山灰(A2)、アカホヤ火山灰(Ah)、A1降下火山灰(A1)、段原降下スコリア(DS)。火山灰の間の暗色の部分は黒色風化土壌。九重町長者原の北では、A2降下火山灰は黒色風化土壌を挟んで2枚の火山灰に分かれる(下)

わせとから、噴出源は米窪(第43図のKo)の北西の段原火口と考えられ、段原溶岩とともに噴出した(鎌田・小林, 1996; Kamata and Kobayashi, 1997)。有色鉱物として斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱を含む。



第46図 松の台岩屑なだれ堆積物上に見られる九重火山起源の降下火砕物と広域テフラ。下位からアカホヤ火山灰(Ah, 層厚18 cm; 約6,300年前), A1降下火山灰(A1, 層厚25 cm; 約5,000年前), 段原降下スコリア(DS, 層厚13 cm; 約4,000年前)。スケールは1 m。九重町旭の北(星生山の北5 kmのやまなみハイウェイ沿い)

米窪安山岩質降下火山灰(KA, 改称)

鎌田・小林(1991, 1992)の黒岳火山灰くろだけに相当するが, 本火山灰は黒岳を供給源とするものではなく米窪付近を噴出源とすることが判明したので, 米窪安山岩質降下火山灰こめくぼと改称する(鎌田・小林, 1996; Kamata and Kobayashi, 1997). 小野(1965)のL1火山灰と太田(1991)の九重第1火山灰のそれぞれ一部に相当する。灰色の輝石安山岩質の細粒スコリアと石質火山灰とからなる(第47図)。主として久住図幅地域内に分布し, 宮原図幅地域では確認されない。単斜輝石・斜方輝石を含む。

米窪玄武岩質降下スコリア(KB, 改称)

鎌田・小林(1991, 1992)の米窪スコリアと, 太田(1991)の米窪火口スコリア層に相当する。米窪安山岩質降下火山灰と区別するために米窪玄武岩質降下スコリアと改称する(鎌田・小林, 1996; Kamata and Kobayashi, 1997)。米窪玄武岩質降下スコリアは, 主として久住図幅地域内において分布し, 九重火山周辺に分布するほとんど全ての主要な降下火山灰の上位に位置し, 黒岳火砕流堆積物に覆われる(第47図)。黒色-黒褐色の発泡の悪い玄武岩質スコリアと火山弾からなる。表面にしばしばパン皮状の割れ目が発達する。風化を受けると橙色のスコリアとなることが多い。また, 輝石安山岩と角閃石デイサイトの外来岩片を特徴的に含む。層厚は30cm以下である。かんらん石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱を



第47図 九重火山北東で見られる完新世の火山灰層序 下位からアカホヤ火山灰(Ah, 層厚20cm), A1降下火山灰(A1, 100cm), 段原降下スコリア(DS, 95cm), 米窪安山岩質降下火山灰(KA, 15cm), 米窪玄武岩質降下スコリア(KB, 15cm). これらを切って行方を覆うものは黒岳火砕流堆積物(Ktp). Kamata and Kobayashi (1997)による. 庄内町黒岳の北東2km(東隣の久住図幅内)

含む。噴出源は米窪火口と考えられ、米窪が最終開口した時に噴出したものである(Kamata and Kobayashi, 1997)。

VII. 2. 1 宮城火砕流堆積物(Km)

定義・層位: 小野ほか(1977)により宮城火砕流堆積物と呼称された。阿蘇-2火砕流堆積物と阿蘇-3火砕流堆積物との中間の層準にあり、阿蘇-2・阿蘇-3両サイクル間の降下火砕物(特にP軽石層とQ火山灰層)に覆われる(第48図)。産山村上田尻付近にその層位関係を示す露頭が多く見られ、これらの露頭では阿蘇-2サイクルと阿蘇-3サイクルの間の降下火砕物を上にのせていることにより、宮城火砕流堆積物であることが確定できる。なお、九重火山から噴出した飯田・宮城両火砕流堆積物(及び竹田図幅地域にのみ見られる下坂田火砕流堆積物)はいずれも普通角閃石デイサイト質の軽石流であり、3者の岩相が酷似するために野外においてそれらを識別することはきわめてむづかしく、むしろ阿蘇火山噴出物との層位関係から判別されている(小野ほか, 1977)。宮城火砕流堆積物は阿蘇-3火砕流堆積物及び阿蘇-3/2間の降下火砕物の一部の層位的下位にあるが、これらの堆積物と接していない地域では、宮城火砕流堆積物か飯田火砕流堆積物のどちらかの判別は困難である。また、小野(1963)が久住図幅地域において久住軽石流堆積物としたものは、宮城火砕流堆積物と飯田火砕流堆積物の両者を含むことが今調査で明らかになったので、本報告では久住軽石流堆積物の名称は用いない。

分布・層厚: 図幅地域南西部の産山村に主な分布がある。図幅地域南西隅付近では厚さ30m以上あるが、稲葉川以南では3-10mの厚さである。



第48図 阿蘇-3A火砕流堆積物(3A)と阿蘇-3/2間の降下火砕物(3/2)に覆われる宮城火砕流堆積物(Km) 宮城火砕流堆積物は発泡のよい軽石を多数含み、基質も同質の火山灰に富む。また普通角閃石・安山岩の岩片を多数含む。露頭の高さは約7m。産山村上田尻の北東

岩相：本堆積物は白色～淡桃色で非溶結の軽石流堆積物である。基質と軽石との量比や軽石の粒径の差により、成層構造が見られることがある。軽石はよく発泡し直径20cm以下で角がとれているものが多い。長孔形の気泡と普通角閃石の平行配列とにより流理の見えるものが多い。黒色で光沢のある普通角閃石と少量の斜方輝石・黒雲母の斑晶を含む。普通角閃石の結晶はしばしば周囲のガラスの発泡と膨張によって破断され、無数の小形の劈開片からなるクロット状の集合となっている。第2表には軽石の化学組織を2例示したが、珪長質のもの(no. 17)が宮城火砕流堆積物を代表する白色の軽石であり、より苦鉄質の灰色の軽石(no. 16)はまれに認められるものである。

年代：阿蘇-2火砕流堆積物の上位及び阿蘇-3火砕流堆積物の下位にあることから、140kaと120kaの間に噴出したと考えられる(第4表)。

黒雲母斜方輝石普通角閃石デイサイト軽石 GSJ R63526 (K188)

産地・産状：産山村上田尻の北東1.5km。非溶結火砕流堆積物中の本質軽石塊。

化学組成：SiO₂=55.20%, 61.57% (第2表の16, 17; 別の露頭の軽石の分析値)。

斑晶：斜長石・石英・緑色普通角閃石・斜方輝石・鉄鈦・黒雲母。

石基：無色ガラス。

Ⅶ. 2. 2 九重火山ステージ1の溶岩 (Kr, Kg, Ku)

阿蘇-4火砕流堆積物と飯田火砕流堆積物の下位に位置し、またおそらく下坂田火砕流堆積物の上位に位置すると考えられる普通角閃石安山岩質の溶岩ドームと溶岩流を、ステージ1の溶岩と呼ぶ。これらは獅師山溶岩・合頭山溶岩・黒岩山溶岩からなる。野外では三者の間の上下関係は明らかではなく、また三者とも類似した岩相・鉱物組合せを示す。灰白色溶岩と灰色溶岩との縞状溶岩で構成され、溶岩

中には有色鉱物の微斑晶の濃集したオートリス(小野, 1963 ; p. 72)が見られる。

黒岩山山頂の西約1kmの牧ノ戸峠 - 筋湯間の林道上では、黒岩山溶岩は阿蘇-4A火砕流堆積物の基底異質角礫濃集層(ground layer deposit; Walker et al., 1981)と九重第1降下軽石(P1及びD)の両者に覆われる。その他、黒岩山の北西斜面、合頭山の東斜面(やまなみハイウェイ上及び牧ノ戸峠付近)、狛師山の北斜面において、九重第1降下軽石の再堆積物(後述)に覆われることが観察される。これらの火砕流堆積物及び降下火砕物から導かれる九重火山ステージ1の溶岩の推定噴出年代は、120,000-90,000y. B. P. である(第4表)。

狛師山溶岩 (Kr)

狛師山を中心とする溶岩ドーム及び溶岩流。狛師山山頂の北で九重第1降下軽石の再堆積物に覆われる。また、地形判読から一目山溶岩と大岳安山岩を覆うと考えられる。狛師山の山頂付近の岩石から $0.18 \pm 0.07\text{Ma}$ のFT年代値が報告されている(Watanabe et al., 1987; 付表A-1の45)。岩石は斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩溶岩である。

合頭山溶岩 (Kg)

合頭山を中心とする溶岩流及び溶岩ドーム。合頭山山頂の南で沓掛山溶岩に覆われ、山頂の東部で九重第1降下軽石の再堆積物に覆われる。また山頂の北東で地形的に大岳安山岩を覆う。合頭山の山頂付近の岩石から $0.11 \pm 0.03\text{Ma}$ のFT年代値が報告されている(Watanabe et al., 1987; 付表A-1の46)。岩石は斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩溶岩である。

黒岩山溶岩 (Ku)

黒岩山を中心とする溶岩流及び溶岩ドーム。また長者原付近に孤立した分布が見られる。黒岩山山頂の北東で泉水山溶岩に覆われる。また、山頂の南及び西で、阿蘇-4A火砕流堆積物の基底異質角礫層と九重第1降下軽石(P1及びD)の再堆積物の両者に覆われる。山頂の西で大岳安山岩を覆う。長者原付近ではA2降下火山灰とそれより上位の降下火砕物に覆われる。黒岩山溶岩の北では火山麓扇状地堆積物が発達する。黒岩山山頂付近では北に開いた馬蹄形状火口が見られ、この中を更に同質の溶岩ドームが埋めている。この他にも崩壊地形と類似した崖が認められるが、いずれも後の溶岩流により埋められた様子を呈する。これらの崩壊地形の一部は、層位の点で豊後渡火砕流堆積物の供給源となった可能性がある。

黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩溶岩(黒岩山溶岩) GSJ R63527 (K1579)

産地・産状：九重町黒岩山山頂の南東150m。溶岩

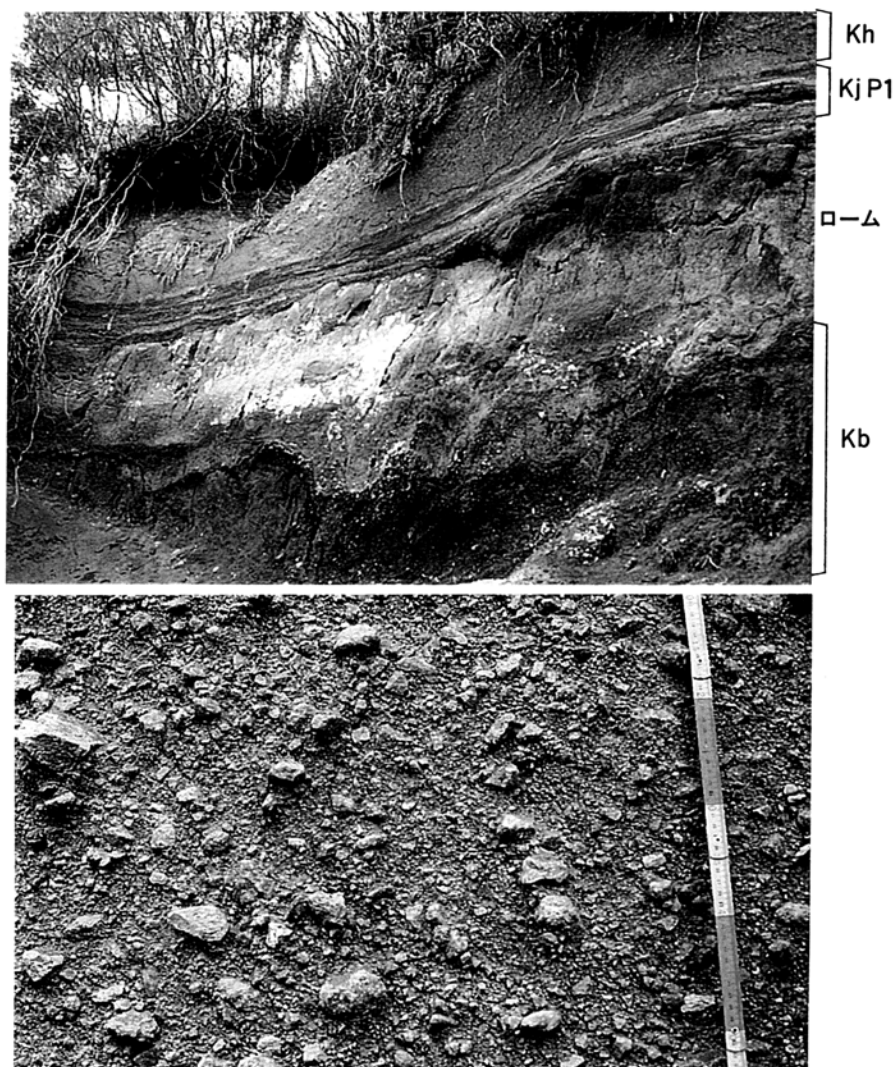
化学組成： $\text{SiO}_2=60.31\%$ (松本, 1983の第6表の9)。

斑晶：斜長石・緑色普通角閃石・単斜輝石・鉄鉱・斜方輝石・黒雲母。緑色普通角閃石斑晶にはオパサイト化しているものが見られる。

石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物

Ⅶ. 2. 3 豊後渡火砕流堆積物 (Kb, 改称)

分布・層位・層厚：天ヶ谷貯水池の南の狭間^{ほざま}付近には、普通角閃石安山岩溶岩塊を主体とする火砕流堆積物が分布する。これらは松本(1983)により豊後渡凝灰角礫岩層^{ぶんごのわたし}とされたものと分布がほぼ一致するので、本報告では豊後渡火砕流堆積物と改称する。本堆積物は、狭間の北東約500mにおいて阿蘇-4A火砕流堆積物の強溶結凝灰岩相に覆われる。本堆積物の上部70cmは変質を受けて粘土化し、約80cmの層厚のシルト質堆積層を挟んで九重第1降下軽石と飯田火砕流堆積物に覆われる(第49図上)。本堆積物の下限は観察できない。層厚は20m以上と推定される。



第49図 飯田火砕流堆積物(Kh)と九重第1降下軽石(KjP1)に覆われる豊後渡火砕流堆積物(Kb)
(上) 露頭の高さは約4m。九重町天ヶ谷貯水池の南。豊後渡火砕流堆積物の接写(下)。スケールの色分けは10cm

岩相：本堆積物は、白色あるいは淡桃色の塊状非溶結の火砕流堆積物である。灰色の緻密な普通角閃石安山岩溶岩の角礫を多く含み、同質の発泡した軽石をごく少量含む。この他に、灰黄色に変質した安山岩片及び赤色酸化した安山岩片と亜円礫を少量含む(第49図下)。全体として塊状無構造であり明瞭な層理は認められない。基質は粗粒-中粒の火山砂からなる。火砕流の本質物質であることを確実に指示する軽石・発泡した岩塊が十分に多くは含まれていないが、水を媒介として運ばれた泥流堆積物の岩相を示さないため、ここでは火砕流堆積物と考えておく。

年代：阿蘇-4火砕流堆積物の下位にあることから、90ka以前に噴出したと考えられる。

Ⅶ. 2. 4 杓掛山溶岩 (Kk)

杓掛山周辺に分布する斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩溶岩を、杓掛山溶岩と呼ぶ。松本(1983)の杓掛山溶岩、太田(1991)の杓掛山溶岩類のそれぞれ一部に相当する。もともと溶岩ドームを構成していたと考えられるが、山頂部は開析され谷系が発達する。南及び南西の山麓には2km以内流下した溶岩流が数本認められる。これらの溶岩流地形は比較的良好に保存されている。杓掛山溶岩は、飯田火砕流堆積物・白丹火砕流堆積物・九重第1降下軽石の再堆積物・岩井川岳溶岩・扇ヶ鼻溶岩に直接覆われる。また、地形判読から久住山溶岩・星生山溶岩に覆われ、獺師山溶岩・合頭山溶岩・黒岩山溶岩を覆うと考えられる。杓掛山溶岩は大部分が灰白色の厚い塊状溶岩からなるが、一部で石基の結晶度の違いによる黒白の縞状構造が見られる。

黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩溶岩(杓掛山溶岩) GSJ R63528 (K1530)

産地・産状：九重町杓掛山山頂の西200m。溶岩

斑晶：斜長石・緑色普通角閃石・単斜輝石・鉄鈹・斜方輝石・黒雲母

石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物

Ⅶ. 2. 5 飯田火砕流のステージの堆積物 (Kh, Khr)

飯田火砕流のステージの堆積物は、九重第1降下軽石・飯田火砕流堆積物・九重第1降下軽石の再堆積物の3つのユニットからなる。前2者は引き続いて噴出した一連の堆積物である。後2者の間には多少の時間間隙はあったと考えられるが、風化土壌を形成するような長い時間間隙は認められない。なお、九重第1降下軽石は“九重火山周辺の降下火砕物の層序”の項で既に説明した。

飯田火砕流堆積物 (Kh)

定義・分布・層序関係：飯田火砕流堆積物は九重火山の北・西・南麓に広く分布する。飯田火砕流堆積物は、九重火山起源の火砕流堆積物のうち阿蘇-4火砕流堆積物の上位の火砕流堆積物と定義され(小野ほか, 1977)、九重火山から噴出した比較的大規模な3枚の火砕流堆積物の中では最も新しい。

小野(1963)と松本(1983)は、九重火山の北と南に分布し阿蘇-4火砕流堆積物の上位の普通角閃石デイサイト質火砕流堆積物を、それぞれ鳴子川軽石層・飯田火砕流堆積物・久住火砕流堆積物というように別個に分けて呼称した。しかし、これらはいずれも本質物質が酷似し、また九重第1降下軽石の直上

で風化土壌などの時間間隔を示す証拠なしにのっている火砕流堆積物なので、いずれも同一の噴火堆積物であると考えられる。鎌田・三村(1981)及びKamata and Mimura (1983)では、小野(1963)の鳴子川軽石層・飯田軽石流堆積物・久住火砕流堆積物、また松本(1983)の久住1火砕流堆積物及び飯田火砕流堆積物とを合わせ、飯田火砕流堆積物と再定義した。本報告はこの再定義に従う。飯田火砕流堆積物は、涌蓋火山噴出物の一部、阿蘇火山起源の全ての火砕流堆積物、沓掛山溶岩を直接覆う。また、白丹火砕流堆積物、稲葉川泥流堆積物、松の台岩屑なだれ堆積物、寒ノ地獄火砕流堆積物、始良Tn火山灰とそれより新しい降下火砕物に、腐植土壌を挟んで覆われる。

飯田火砕流堆積物は、普通角閃石を含むデイサイト質軽石を本質物質とする軽石流堆積物であり、最大層厚は約200mである。飯田火砕流堆積物の現存分布面積は約60km²、現存体積は約2km³と見積られている(Kamata and Mimura, 1983)。河谷により削られた分布域を補うと、飯田火砕流堆積物の推定分布面積は約150km²、推定体積は約5km³と見積られる。飯田高原において飯田火砕流堆積物の直下には、九重第1降下軽石の項で述べたように、灰噴火によって堆積した細粒火山灰層(小野, 1963のD)とプリニアン噴火によって堆積した粗粒降下軽石(P1)を伴う。

岩相: 発泡のよい軽石を含む白色、無層理の火山灰流堆積物であり、多量を占める基質のガラス火山灰中に、それぞれ同質の軽石と類質の石質破片を含む(第50図)。ほとんど非溶結であるが、黒川の西方や旦那原^{たんなばら}などではその上部に弱い柱状節理の発達認められ、軽微な溶結が行われたことを示している(第51図)。軽石は白-淡灰色である。ときに径15cm程度のもも含まれるが一般には径数cm以下で、円味を帯びている。発泡度はやや良く(見かけ比重が1以下)しばしば長孔状の気泡をもつ。長さ数mmの黒色で光沢のある普通角閃石斑晶を含む。灰色粗粒砂岩状のオートリスを伴う。石質破片は普通角閃石安山岩が多く、輝石安山岩が少量含まれている。

噴出源: 飯田火砕流堆積物の噴出源は、堆積物中の軽石及び岩片の覆瓦構造(第50図)から個々の地点の流向を求め、これらをつなぐことにより、九重火山溶岩ドーム群の中心部(星生山・三俣山・久住山の周辺)に求められている(鎌田・三村, 1981; Kamata and Mimura, 1983)(第52図)。

年代: 飯田火砕流堆積物中の炭化木片の¹⁴C年代年代として、>32,300y. B. P. (松本ほか, 1970)及び23,030 ± 1,170y. B. P. (町田, 1980)が得られている。大村ほか(1988)はU-Th法による飯田火砕流堆積物の放射年代(35,000 ± 8,000y. B. P.)を報告した。また、飯田火砕流堆積物に伴うプリニアン降下火砕物(九重第1降下軽石)の層序から、町田(1980)は飯田火砕流の年代を約35-30kaと推定した。奥野ほか(1997)は、飯田火砕流堆積物の下部に含まれる炭化木片と堆積物直下の腐植土壌の加速器¹⁴C年代を求め、>40kaの測定値(4試料)と31,910 ± 560y. B. P. の測定値(1試料)を得た。この結果、彼らは飯田火砕流の噴出年代は4万年よりも古い可能性があるとした。

普通輝石含有斜方輝石黒雲母普通角閃石デイサイト軽石 GSJ R63529 (K444)

産地・産状: 産山村瀬ノ本の南南西1.5km、やまなみハイウェイ38.7kmポストの東。非溶結火砕流堆積物中の本質軽石塊。

化学組成: SiO₂=59.06%, 60.20%, 61.91% (第2表の18, 19, 20; それぞれ別の露頭の軽石の分析値)。

斑晶: 斜長石・緑色普通角閃石・斜方輝石・鉄鉱。

石基: 無色ガラス。



第50図 飯田火砕流堆積物(上)及びその接写(下) 右から左へ流れたことを示す覆瓦構造が見られる。
スケールは1m。産山村瀬の本の南南西1.5km, やまなみハイウェイ38.7kmポストの東

九重第1 降下軽石の再堆積物 (Khr)

獅師山の北斜面, 合頭山の東斜面(やまなみハイウェイ上及び牧ノ戸峠付近), 黒岩山の西斜面などの比較的標高の高い所に, 普通角閃石デイサイト質の粗粒の軽石を主とする堆積物が分布する。本堆積物中の軽石は, 九重第1 降下軽石の上部層(P1)に含まれる軽石と類似して発泡がよく, また比較的淘汰もよい。本堆積物には斜交層理などの水による再堆積構造が認められる。また, 飯田火砕流堆積物と比べて基質の細粒火山灰が乏しい。黒岩山の西斜面の林道沿いに穴を掘ると, 厚さ約3mの粗粒軽石層の下



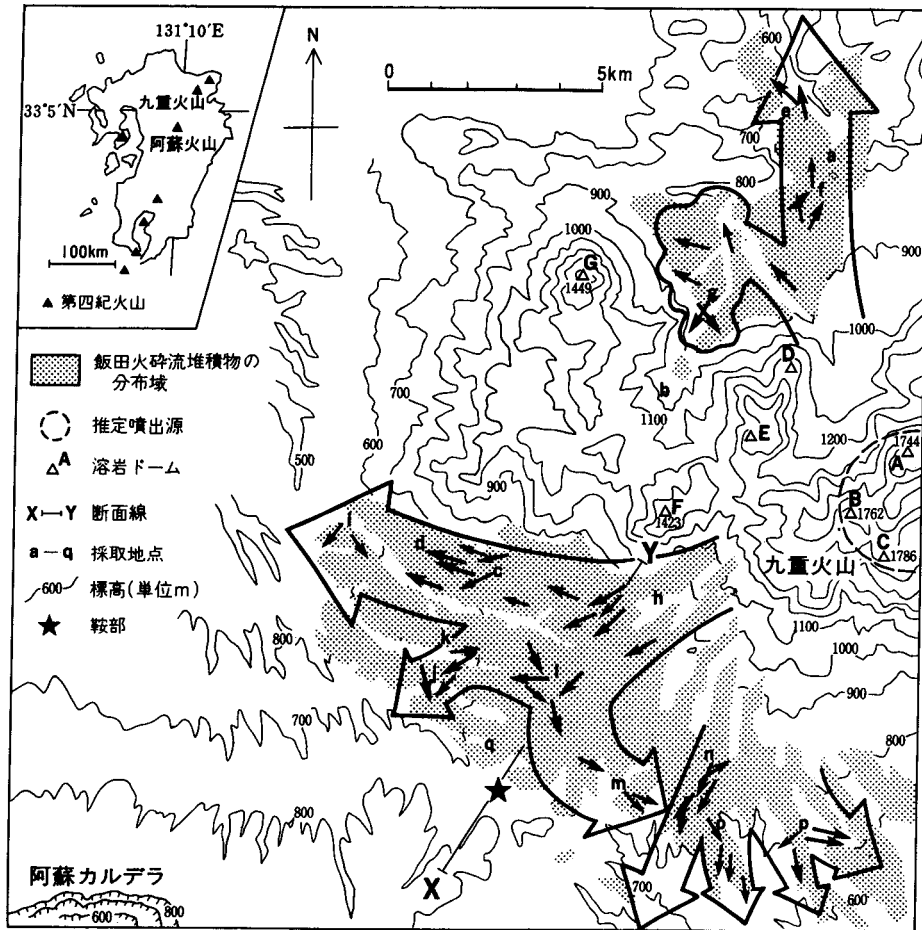
第51図 飯田火砕流堆積物の弱溶結部に発達する柱状節理 幅2m以下の柱状節理が発達する。露頭の
 の高さは約15m。南小国町^{たはる}田の原の東1km

位に砂質火山灰の粗粒部及び細粒部の互層(厚さ約60cm)が確認される。これらの構成物は、九重第1降下軽石の構成物である上部層(P1)及び下部層(D)とそれぞれ酷似しており、P1とDの両者が転動などにより再堆積したことを示している。また獺師山、合頭山などの随所に見られる普通角閃石デイサイト質の粗粒軽石の再堆積物も、同様に九重第1降下軽石の再堆積物と考えられる。九重第1降下軽石の再堆積物は、A2降下火山灰・アカホヤ火山灰・A1降下火山灰に腐植土壌を挟んで覆われ、大岳溶岩・獺師山溶岩・合頭山溶岩・黒岩山溶岩・皆掛山溶岩を直接覆う。九重第1降下軽石の再堆積物中には、九重第1降下軽石の構成物以外のもは含まれていないことから、この堆積物は九重第1降下軽石の堆積の比較的短時間の後に発生した泥流等によって堆積したものと考えられる。したがって、本報告では再堆積物の堆積時期を、九重第1降下軽石の堆積時期の直後と考え、飯田火砕流のステージの堆積物とした。

Ⅶ. 2. 6 白丹火砕流堆積物 (Kq, 新称)

定義: 飯田火砕流堆積物及び沓掛山溶岩を直接覆う普通角閃石デイサイト質の火砕流堆積物を、白丹火砕流堆積物と呼称する。白丹火砕流堆積物は、稲葉川泥流堆積物に腐植土壌を挟んで覆われる。

分布・層厚・岩相: 白丹火砕流堆積物は、主として九重火山南麓の白丹の北方で丘状に分布し、また輪川山の北と沓掛山^{くつかけやま}の南西にも分布が見られる。白丹火砕流堆積物は下位の飯田火砕流堆積物をしば



第52図 軽石と岩片の覆瓦構造を用いて測定した飯田火砕流の流動方向 (Kamata and Mimura, 1983による)。A:三俣山 B:星生山 C:久住山 D:泉水山 E:黒岩山 F:眞師山 G:涌蓋山

しば削っている(第53図)。このような削剥のない場所では、白丹火砕流堆積物と飯田火砕流堆積物の間には薄い再堆積物と時間間隙を示すような風化土壌を挟む。層厚は厚いところで15mを超えるが、通常数m以下である。

白丹火砕流堆積物は、淘汰の悪い普通角閃石安山岩角礫と同質の軽石・火山灰からなる火砕流堆積物である。九重火山に近い露頭では、飯田火砕流堆積物と比べて白丹火砕流堆積物は安山岩の岩片をより多く含み、軽石を少なく含む(第54図)。白丹火砕流堆積物中の軽石は、飯田火砕流堆積物中の軽石よりも一般に赤みがかかる点でも区別がつく。白丹火砕流堆積物は多種の岩片を含むが、九重火山の溶岩ドーム群を構成する普通角閃石安山岩の径20cm以下の角礫が半分以上を占める。礫の大部分はガラス質普通角閃石安山岩からなり、基質はサラサラしたガラス質火山灰でしばしば淡紅色を呈し、高温酸化を受けたと推定される。これらは従来、熱雲堆積物(荒牧, 1957)またはブロック・アンド・アッシュ・フロー



第53図 飯田火砕流堆積物(Kh)を斜めに削る白丹火砕流堆積物(Kq) スケールは1m. 久住町赤川の南2km

堆積物(Cas and Wright, 1987 ; Kamata et al., 1991)と呼ばれてきた火砕流堆積物の岩相である。おそらく飯田火砕流の流出後に噴出した九重火山の溶岩ドーム群が崩壊し、発泡の悪い本質物質を主体とする火砕流が南方と南東方に流下したものと考えられる。

年代：川辺ほか(1997)は、中組牧場北の久住高原ロードパーク沿いに産する白丹火砕流堆積物中の炭化木片から、45,690 ± 990y. B. P. の¹⁴C年代値を得た。

Ⅶ. 2. 7 稲葉川泥流堆積物(Ki)

稲葉川泥流堆積物^{いなばがわ}は、本図幅地域南西縁の稲葉川および久住川沿いで丘状に分布する。本堆積物は本図幅の南西隣の竹田図幅地域に連続し(小野ほか, 1977)、また、東隣の久住図幅地域(小野, 1963)において火山扇状地礫層として記載されたもののうち、河谷に沿って分布するものの一部に相当する。稲葉川泥流堆積物は、飯田火砕流堆積物と白丹火砕流堆積物を風化層を間に挟んで覆い、またしばしば両者を削り込んでいる。稲葉川泥流堆積物と白丹火砕流堆積物の露頭は散点的に分布するため、両者の層位関係は確定的ではないが、前者は後者の分布が見られなくなった地域より下流側でよく見られる。また、白丹火砕流堆積物の上部には薄い泥流堆積物がのることがあるが、これは稲葉川泥流堆積物の一部かもしれない。

稲葉川泥流堆積物は、淘汰の悪い安山岩の大小さまざまな亜円礫-角礫と砂質の基質とからなり、未固結で大部分の露頭では無層理であるが、不明瞭な層理を示す場合もある(第55図)。礫は九重火山起源の普通角閃石安山岩からなり、色・結晶度もさまざまである。礫径は数10cm以下のものが多いが、ときには約2mに達するものも含まれる。基質は火山岩源の灰色-黄灰色の砂を主体とし、細粒火山灰

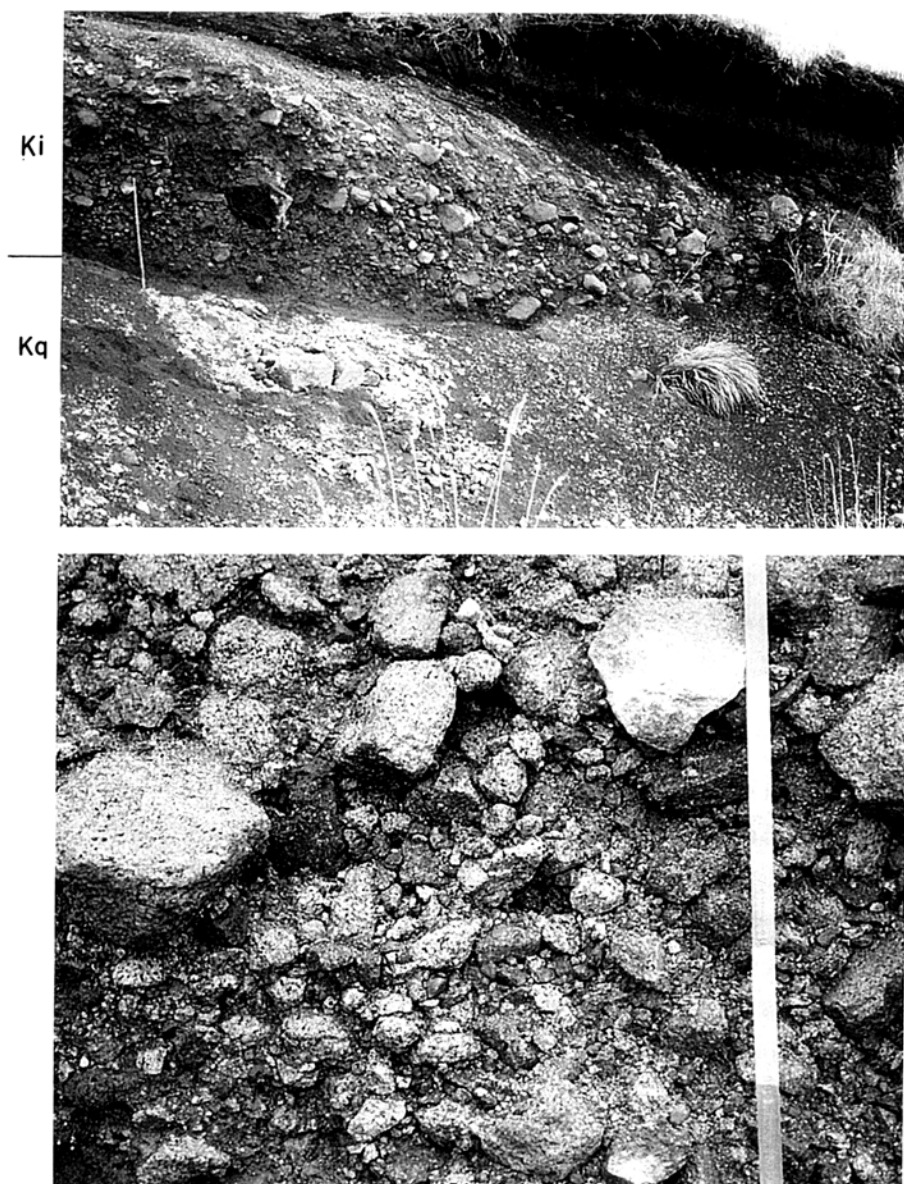


第54図 岩片に富む白丹火砕流堆積物(上)とその接写(下) 白丹火砕流堆積物は、発泡の悪い軽石と同質の細粒火山灰の基質からなり、しばしば不明瞭な成層構造が見られる。南小国町瀬の本の北東1km

が少ない。またほとんど土壤化はしていない。稲葉川泥流堆積物は、白丹火砕流堆積物が流下の途中から泥流に変わったものをその主体とすると考えられる。おそらく白丹火砕流の発生の比較的短時間の後に、火砕流堆積物を母材とした泥流が稲葉川および久住川の河谷を流下したのであろう。

Ⅶ. 2. 8 寒ノ地獄火砕流堆積物 (Ka, 新称)

定義・層序関係・分布・層厚：星生山北方の寒ノ地獄^{かんじごく}付近に分布し、平坦地を形成する非溶結の火砕流堆積物を、寒ノ地獄火砕流堆積物と呼ぶ。寒ノ地獄火砕流堆積物は、飯田火砕流堆積物を直接覆い、



第55図 白丹火砕流堆積物(Kq)を覆う稲葉川泥流堆積物(Ki)(上)及び稲葉川泥流堆積物の接写(下) 稲葉川泥流堆積物の基質は、白丹火砕流堆積物と比較して細粒火山灰が特徴的に乏しい。これらを覆う右上方の黒ボク土壌中には、アカホヤ火山灰と段原降ドスコリアが見られる。上のスケールは1m。また下のスケールの色分けは10cm。久住町赤川の南南東2km

松の台岩屑なだれ堆積物及びA2 降下火山灰より上位の火山灰層に覆われる。また、地形判読から星生北溶岩・星生山溶岩・三俣山溶岩・湯沢山溶岩に覆われると考えられる。寒ノ地獄火砕流堆積物は、下位の飯田火砕流堆積物との間に風化土壌及び斜交層理の発達した未固結の砂質堆積層を挟む。寒ノ地

火砕流堆積物の上位には小規模の火山麓扇状地堆積物がのる。寒ノ地獄火砕流堆積物の層厚は、その上下が観察できる寒ノ地獄付近で230cmであるが、それより南方(上流)で厚くなり北方(下流)では薄失する。湯沢山の北東(久住図幅地域)では、始良 Tn 火山灰の上位、平治岳降下スコリアの下位に、層厚 30cm の寒ノ地獄火砕流堆積物が見られる。

岩相: 寒ノ地獄火砕流堆積物は、淘汰の悪い普通角閃石デイサイト角礫と同質の軽石・火山灰からなる火砕流堆積物である。軽石の発泡度は一般に悪い。全体として塊状でほぼ単一の岩石種により構成され明瞭な層理は見られない。下部は灰色の比較的良好な基質からなり、上方にゆくにつれて黄褐色を帯びる。寒ノ地獄付近での最大粒径の岩片 3 個の平均(ML)は 25cm、軽石 3 個の平均(MP)は 8cm である。飯田火砕流堆積物と比べて寒ノ地獄火砕流堆積物は、発泡の悪い本質岩片をより多く含み、軽石は少ない。これは従来、ブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物(Cas and Wright, 1987; Kamata et al., 1991)と呼ばれてきたような火砕流堆積物の岩相である。おそらく九重火山の溶岩ドームの形成直後に崩壊し、発泡の悪い本質物質を主体とする火砕流が流下したと推定される。

噴出源: 分布高度の高い南方では、寒ノ地獄火砕流堆積物は現在の星生北溶岩・星生山溶岩等に覆われているために明らかではないが、星生山・久住山付近から流下したものと推定される。

年代: 九重町吉部の南(久住図幅地域)に産する寒ノ地獄火砕流堆積物中の炭化木片の¹⁴C年代として、15,320 ± 790y. B. P. (鎌田・小林, 1992; Kamata and Kobayashi, 1997; 付表A-1の47)が得られている。

Ⅶ. 2. 9 九重火山ステージ2の溶岩 (Kd, Kj, Kf)

飯田火砕流堆積物及び九重第1降下軽石と寒ノ地獄火砕流堆積物の上位にあり、A2降下火山灰及びこれと同時に噴出した溶岩(湯沢山溶岩・三俣山溶岩・星生山溶岩・九重中岳溶岩)に覆われる溶岩流を、ステージ2の溶岩と呼称する。ステージ2の溶岩は、久住山の南の山麓に分布する展望台溶岩、久住山・稲星山山頂を含み南へ流下する溶岩流の一群(ここでは久住山溶岩と呼ぶ)、星生山の北方及び諏峨守越の北西方に流下する1枚の溶岩流(ここでは星生北溶岩と呼ぶ)からなる。上下の火砕流堆積物及び降下火砕物から導かれるステージ2の溶岩の噴出年代は、15,000-10,000y. B. P. である(第4表)。

展望台溶岩 (Kd)

久住山南方の中組牧場の北に分布する溶岩流。松本(1983)は、久住山から流れ下った溶岩流の下位にかんらん石を多く含む普通角閃石安山岩溶岩を確認し、展望台溶岩と呼称した。これは東隣の久住図幅において記載された沢水西方の970mピーク付近に分布するかんらん石を特に多量に含む普通角閃石安山岩溶岩(小野, 1963)と連続するものである。展望台溶岩は久住山溶岩に直接覆われる。九重第1降下軽石は展望台溶岩の上には見られないが、展望台溶岩の分布域の南に発達する平坦面に認められることから、展望台溶岩は九重第1降下軽石及び飯田火砕流堆積物の上位に位置すると考えられる(Kamata and Kobayashi, 1997)。展望台溶岩はしばしばかんらん石斑晶を多量に含むことで特徴づけられ、まれに黒雲母・石英等の種々の外来斑晶を含む。岩石は石英黒雲母含有単斜輝石斜方輝石かんらん石普通

角閃石安山岩である。

久住山溶岩 (Kj, 新称)

久住山を中心とし南方へ流下する溶岩流と溶岩ドーム(第56図)。主として塊状の溶岩からなり、赤川の源流付近では小規模の火砕流堆積物も見られる。久住山山頂付近ではやや開析された溶岩ドームの地形が見られる。太田(1991)は、本報告の久住山溶岩を久住山円頂丘溶岩・久住南溶岩・赤川溶岩類と分けたが、いずれもA2降下火山灰及びアカホヤ火山灰に覆われていることから本報告では一括した。久住山溶岩は肥前ヶ城溶岩に直接覆われ、展望台溶岩を直接覆う。また、地形判読から久住山溶岩は、星生山溶岩と九重中岳溶岩に覆われ、杵掛山溶岩と飯田火砕流堆積物を覆うと考えられる。

黒雲母かんらん石含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩溶岩(久住山溶岩) GSJ R63530 (K1689A)

産地・産状：久住町久住山山頂。溶岩。

化学組成： $\text{SiO}_2=62.02\%$ (松本, 1983 の第6表の18)。



第56図 久住山溶岩(Kj, 前方)と三俣山溶岩(Kt, 後方)の火山地形 (東京-熊本定期航空便から北北西を向いて1987年撮影)

斑晶：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・鉄鈹・斜方輝石・黒雲母・かんらん石。

石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物。

星生北溶岩 (Kf, 新称)

ほっしょうざん星生山の北へ流下する塊状の溶岩流。太田(1991)の星生北溶岩と寒ノ地獄溶岩の一部を含む。星生北溶岩はA2降下火山灰及びこれより上位の火山灰に覆われる。また、地形判読から星生北溶岩は三俣山溶岩と星生山溶岩に覆われ、寒ノ地獄火砕流堆積物を覆うと考えられる。西側の谷沿いでは硫気変質を被っている。岩石は、かんらん石黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩である。

Ⅶ. 2. 10 九重火山ステージ3の溶岩 (Ky, Kt, Kc, Kn)

飯田火砕流堆積物及び九重第1降下軽石の上位で、アカホヤ火山灰の下位にあり、かつA2降下火山灰が上にのることが確認されない溶岩をステージ3の溶岩と呼ぶ。ステージ3の溶岩は、A2降下火山灰の噴出とほぼ同時期に流出した溶岩流及び溶岩ドームと考えられる。これらは湯沢山溶岩・三俣山溶岩・星生山溶岩・九重中岳溶岩からなる。A2降下火山灰の直上及び直下の風化土壌の¹⁴C年代は、それぞれ9,060±100y. B. P. と10,290±150y. B. P. である(第5表)ので、ステージ3の溶岩の噴出年代は約10,000y. B. P. と推定される(第4表)。

湯沢山溶岩 (Ky, 改称)

太田(1991)は、三俣山の北方にあり湯沢山をなす溶岩流を湯沢溶岩類と呼称した。本報告では湯沢山溶岩と改称する。湯沢山溶岩は主として塊状灰色の溶岩からなり、比較的新しい溶岩台地の地形を保存しあまり開析を受けていない。湯沢山溶岩は、アカホヤ火山灰及びそれより上位の火山灰に覆われるが、A2降下火山灰が上にのことは確認されない。

地形判読から湯沢山溶岩は寒ノ地獄火砕流堆積物を覆い、三俣山溶岩に覆われると考えられる。太田(1991)は、湯沢山溶岩を覆う厚い土壌中に、小野(1963)の鳴子川軽石層(すなわち、本報告の飯田火砕流堆積物)起源と思われる軽石を多数含むと記述した。しかし、湯沢山溶岩の台地上の溶岩クリンカーの上には、アカホヤ火山灰(層厚23cm)・A1降下火山灰(41cm)・段原降下スコリア(15cm)の3者は確認されるが、これらの降下火砕物よりも粒径及び層厚ともに大きいことが予想される九重第1降下軽石は全く見られない。したがって、本報告では湯沢山溶岩は九重第1降下軽石よりも新しく、おそらくA2降下火山灰の噴出と同時期の堆積物と考える。岩石は、かんらん石含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩である。

三俣山溶岩 (Kt, 新称)

みまたやま三俣山を中心とする塊状の溶岩ドーム及び溶岩流を、三俣山溶岩と呼ぶ。三俣山の北西山腹では、寄生した形で溶岩ドーム(指山)が形成されている。三俣山溶岩は、小野(1963)の三俣山溶岩及び太田(1991)の三俣山円頂丘溶岩と三俣指山溶岩を合わせたものにほぼ相当する。

三俣山溶岩はアカホヤ火山灰とそれより上位の火山灰に覆われるが、A2降下火山灰が上にのことは確

認められない。地形判読から三俣山溶岩は湯沢山溶岩と星生北溶岩を覆うと考えられる。小野(1963 ; p. 75)は、三俣山の本体が地形的に二重の形態をもち、1744.7m 三角点のある中央ドーム部と外輪山部の2部分からなるとし、その成因を火道内を下降したマグマが再度上昇したためと考えた。両者の境界付近には2つの爆裂火口(大鍋と小鍋 ; いずれも久住図幅内)があり、その周囲に変質した角閃石安山岩片からなる爆裂角礫岩が分布する。岩石は黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩である。

星生山溶岩 (Kc, 新称)

星生山^{ほっしょうざん}の北西及び北へ流下する塊状の溶岩流と溶岩ドームを星生山溶岩と呼ぶ。太田(1991)の星生山溶岩・硫黄山溶岩のそれぞれ一部を含む。星生山溶岩は、アカホヤ火山灰とそれより上位の火山灰に腐植土壌を挟んで覆われる。また、地形判読から星生山溶岩は、扇ヶ鼻溶岩と肥前ヶ城溶岩に覆われ、星生北溶岩・久住山溶岩・寒ノ地獄火砕流堆積物・沓掛山溶岩を覆うと考えられる。山頂の周囲には爆裂火口が見られる。星生山の北東では硫気変質を被っている。

単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩溶岩(星生山溶岩) GSJ R63531 (K1536)

産地・産状 : 九重町星生山山頂の南東100m. 溶岩.

斑晶 : 斜長石・普通角閃石・斜方輝石・鉄鈹・単斜輝石・普通角閃石はオパサイト化している。

石基 : 斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物。

九重中岳溶岩 (Kn, 新称)

中岳^{てんぐがじょう}・天狗ヶ城周辺に分布する塊状の溶岩流を九重中岳溶岩と呼ぶ。本報告では、涌蓋火山に属する涌蓋中岳安山岩と区別するために九重中岳溶岩と命名した。九重中岳溶岩は、太田(1991)の天狗ヶ城円頂丘溶岩と法華院溶岩のそれぞれ一部を含む。九重中岳溶岩はアカホヤ火山灰とそれより上位の火山灰に腐植土壌を挟んで覆われる。地形判読から九重中岳溶岩は久住山溶岩を覆うと考えられる。山頂付近には御池^{みいけ}・空池の爆裂火口があり、その周囲に爆裂角礫岩が分布する。岩石は黒雲母含有斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩である。

VII. 2.11 松の台岩屑なだれ堆積物(Kv)

定義 : 大分県九重町泉水山の北東、三俣山の北、湯沢山の北東に分布し、発泡の悪い普通角閃石安山岩の溶岩岩塊を大量に含み表面に流れ山地形を形成する堆積物を、松の台岩屑なだれ堆積物と呼称する(鎌田, 1985b)。松の台岩屑なだれ堆積物は、太田ほか(1968)の松の台凝灰角礫岩層の一部に相当する。

層序関係 : 松の台岩屑なだれ堆積物は、朝日台溶岩と飯田火砕流堆積物を直接覆う。松の台岩屑なだれ堆積物は、黒色土壌に挟まれたアカホヤ火山灰とその下位の褐色土壌(約40cm)に覆われる。黒色土壌及び褐色土壌中にはA2降下火山灰が確認されないため、本報告では松の台岩屑なだれ堆積物をA2降下火山灰の上位とした。

岩相 : 松の台岩屑なだれ堆積物は、ほぼ単一の岩石種により構成され、発泡の悪い普通角閃石安山岩

溶岩の巨大岩塊と同質の細粒基質とからなる(第57図)。多くの露頭では基質が高温酸化を示す赤色を呈し、特に露頭表面の約50cmにその傾向が著しい。また、まれにはあるが昇華物の付着した吹き抜けパイプが見られる。堆積物の表面には比高数m以下の流れ山地形が認められ、流れ山の内部には径5mに及ぶ巨大岩塊を含む場合が多い。巨大岩塊には多数の不規則な割れ目が発達し、一部にジグソー構造が見られる。径50cm以下の岩塊の角は摩滅しているものが多く、表面には擦痕が見られる場合もある。岩塊の表面にはしばしば放射状の急冷節理が発達する。これは然別火山熱雲堆積物中の流れ山の場合(安藤・山岸, 1975)と同様に、マグマの噴出に伴い溶岩ドームが破壊し高温の岩屑なだれにより形



第57図 松の台岩屑なだれ堆積物(Kv)の岩塊(上)とその接写(下) 堆積物はほぼ同一種の普通角閃石安山岩の岩塊と砂質の基質とからなり、上部が赤紫色に酸化している。九重町 長 著 原の北

成された、本質物質の発泡の悪い火砕流堆積物(いわゆるブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物； Cas and Wright, 1987)である可能性が考えられる。しかし 堆積物中の岩塊の自然残留磁化方位結果を得ていないため、ここでは岩屑なだれ堆積物としておく。

噴出源：(1) 松の台岩屑なだれ堆積物の分布が泉水山を中心とする扇形を示すこと、(2) 泉水山から遠ざかるにつれて流れ山の直径と高さが減少すること、(3) 同様に巨大岩塊に対する基地物質の量比が増大すること、(4) 流れ山の長軸を連ねる方向が泉水山を向くものが多いこと、の4点は松の台岩屑なだれ堆積物の供給源が上泉水山と下泉水山の位置にあったことを示唆する。しかし現在この位置には岩屑なだれ堆積物の供給源に見られるような崩壊地形は認められない。上泉水山と下泉水山の溶岩ドームを構成する泉水山溶岩は松の台岩屑なだれ堆積物を覆うため、その噴出源は泉水山溶岩に埋積されていると考えられる。

Ⅶ. 2. 12 泉水山溶岩 (Ke)

黒岩山の北方で泉水山を中心とし北へ流下する溶岩流と溶岩ドーム。太田(1991)の泉水山円頂丘溶岩の北東の部分に相当する。黒岩山溶岩の北東に寄生して噴出したものである。また泉水山溶岩の北西及び東の裾野には火山麓扇状地堆積物が発達する。泉水山溶岩は、アカホヤ火山灰とそれより上位の降下火山灰に腐植土壌を挟んで覆われるが、A2降下火山灰が上にのことは確認されていない。泉水山溶岩は地形的に飯田火砕流堆積物と黒岩山溶岩を覆うと考えられる。鎌田(1985b)は、松の台岩屑なだれ堆積物が泉水山山頂付近にかつてあった山体の崩壊により形成されたと推定し、泉水山溶岩はこの崩壊跡を埋積したと考えた。

斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩溶岩(泉水山溶岩) GSJ R63532 (K2074C)

産地・産状：九重町下泉水山山頂の北西500m。溶岩。

斑晶：斜長石・普通角閃石・単斜輝石・鉄鈹・斜方輝石・黒雲母。

石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鈹物。

Ⅶ. 2. 13 九重火山ステージ4の溶岩 (Kw, Ko, Kz)

アカホヤ火山灰とA1降下火山灰の上位にあり、段原降下スコリアの下位にある溶岩を、ステージ4の溶岩と呼ぶ。これらは岩井川岳溶岩・扇ヶ鼻溶岩・肥前ヶ城溶岩からなり、いずれもやや平坦な頂部をもつ(第4図)。三者とも類似したデイサイト質の岩相と鈹物組合せを示す。また、これらは新鮮な溶岩流地形を示し、3者の間に噴出年代の明らかな差は認められない。上下の降下火砕物から導かれる噴出年代は、4,000-5,000y. B. P. である(第4表)。

岩井川岳溶岩 (Kw)

沓掛山の南西方で岩井川岳山頂から南に流下する平頂丘をもつ溶岩流。比高約200mの側端崖を形成する(第58図)。岩井川岳溶岩は沓掛山溶岩を直接覆う。また、地形的に扇ヶ鼻溶岩に覆われると考えられる。岩石はガラス質の単斜輝石斜方輝石含有黒雲母普通角閃石デイサイトである。



第 58 図 岩井川岳溶岩(左の平顶丘)と扇ヶ鼻溶岩(右のなだらかな山)の火山地形 久住高原から北を向いて撮影

扇ヶ鼻溶岩 (Ko)

久住山の西方で平顶丘をもつ溶岩流で扇ヶ鼻を形成する(第 58 図)。比高約 100m の側端崖をもつ、沓掛山溶岩を直接覆う。また、地形判読から星生山溶岩を覆うと考えられる。

単斜輝石斜方輝石含有黒雲母普通角閃石デイサイト溶岩(扇ヶ鼻溶岩) GSJ R63533 (K1672C)

産地・産状：久住町扇ヶ鼻山頂。溶岩。

斑晶：斜長石・普通角閃石・黒雲母・鉄鉱・単斜輝石・斜方輝石。

石基：斜長石・輝石・ガラス・不透明鉱物。

肥前ヶ城溶岩 (Kz)

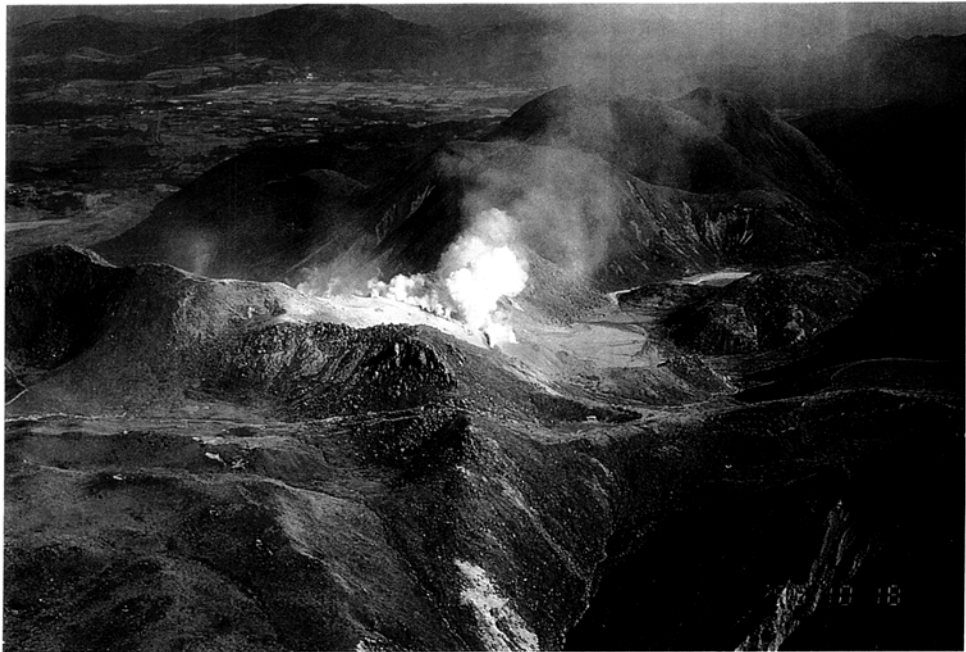
扇ヶ鼻の東方で平顶丘をもつ溶岩流で肥前ヶ城を形成する。比高約 100m の側端崖をもつ。久住山溶岩と星生山溶岩を直接覆う。岩石はガラス質の斜方輝石単斜輝石含有黒雲母普通角閃石デイサイトである。

Ⅶ. 2. 14 1995 年 10 月の九重火山硫黄山の噴火

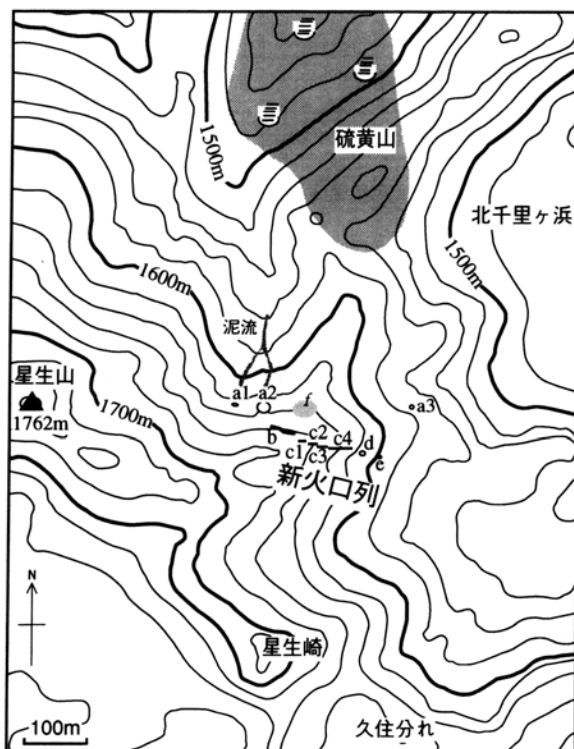
1995 年 10 月 11 日夕刻に、大分県九重火山の星生山の中腹にある通称硫黄山付近から火山灰を噴出し始めた(第 59, 60 図)。今回噴出した硫黄山は本報告の星生山溶岩の一部であり、約 10, 000 年前に噴出した角閃石安山岩の溶岩からなる。噴煙は高度約 1, 000m に達し、これに伴う降灰は大分県久住町・熊本県南小国町のほか熊本市まで確認された(鎌田・千葉, 1995)。割れ目火口列は全体として N80°W 方向に長さ約 400m の線上に並ぶが、詳しく見ると雁行するミ型の E-W 方向の小さな割れ目が発達している(第 61, 62 図)。また、割れ目上には多数の小火口が形成されている。1995 年 10 月の噴火は基本的には水蒸気爆発によるものであるが、噴出した火山灰の中に今回新たに貫入したマグマによるガラスが含まれているかどうかについて検討がなされている(星住ほか, 1996 ; 中田ほか, 1996)。今回の硫黄山の噴火がこのまま噴煙のみで終了するのか、あるいは雲仙火山普賢岳の 1990-95 年の噴火のように、水蒸気爆発を起こした数カ月後にマグマを噴出するのかについては、1996 年 9 月の時点で予断を許さ



第 59 図 1995 年 10 月 13 日の噴煙と九重火山中央部の火山地形 噴煙の石の山陵は約 10,000 年前に噴出した星生山。左には約 10,000-15,000 年前に噴出した久住山と稲星山がつづく。噴煙の手前の白い盆地は北千里ヶ浜。更に手前の山は約 10,000 年前に噴出した三俣山。写真左の池は御池。1995 年 10 月 13 日 10 時 30 分に南西を向いて撮影。(写真提供：アジア航測株式会社)



第 60 図 星生山の東から上がる噴煙 写真中央に並ぶ火口列は、右から a, c, d, c, b (火口名は中田・渡辺, 1995 による)。噴煙の右側の盆地は北千里ヶ浜。いわゆる硫黄山は約 10,000 年前に噴出した普通角閃石安山岩の溶岩(星生山溶岩)からなる。噴煙の背後の山は、同様に約 10,000 年前に噴出した三俣山の溶岩ドーム。1995 年 10 月 18 日 9 時 10 分に北を向いて撮影

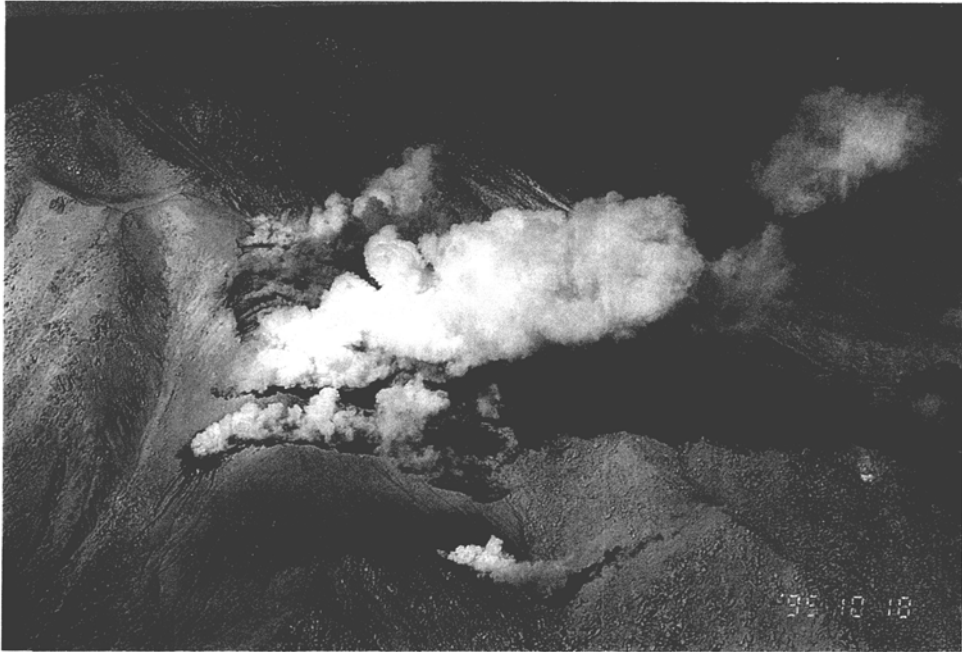


第61図 1995年10月に噴火した火山口列の位置と噴気地帯 (星住ほか, 1996による)。fは地面から湯気が上がっている部分。硫黄山の網部は噴気地帯の広がり概略を示す

ない状況である。なお、1995年10月以降の噴火に関して、鎌田・千葉(1995)、千葉(1995)、建設省土木研究所砂防研究室(1995)、鎌田(1996a, b)、鎌田ほか(1996a, b, c)、星住ほか(1996)、江原(1996)が、斜め写真・垂直写真を掲載し、噴出物の記載などを行っている。

Ⅶ. 2. 15 九重火山の最近1.5万年間の噴出量の変化

九重火山は最近5,000年の間に約1,000年の間隔で星生山の東約5kmにある米窪^{こめくぼ}火山口(久住図幅地域内)などから火山灰やスコリアを噴出している(第4表)。またマグマを出した最後の活動としては約1,700年前の巨大な溶岩ドーム(黒岳^{くろたけ})がある(第43図のKtk)。古文書では西暦1738年、1675年、1662年に噴火を示す解釈される記録が残っているが、これらは必ずしもマグマの噴出を意味するものではない(井村・鎌田, 1996)(第6表)。第63図は、九重火山における最近1.5万年間の噴出量の変化を示す(Kamata and Kobayashi, 1997)。これは溶岩ドームと溶岩流の体積を積算し、降下火砕物の体積($< 0.1\text{km}^3$; 溶岩換算)を加えたものである。この結果、九重火山の最近1.5万年間の平均噴出率は1,000年あたり最大 0.7km^3 、最小 0.4km^3 と求められた。これは、雲仙火山の最近1.5万年間の平均噴出率(1,000年あたり $0.05\text{--}0.1\text{km}^3$; 中田, 1995)よりも約1桁大きく、九重火山が雲仙火山に優るとも劣らない活動的な火山であることを示している。Kamata and Kobayashi(1997)は、九重火山が新生

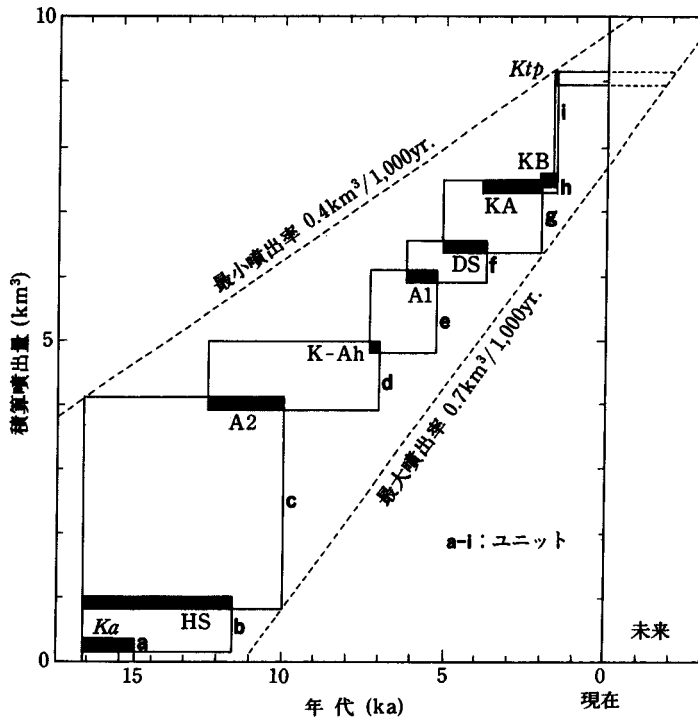


第62図 星生山(写真の山頂; 標高1762m)の中腹に出現した割れ目火口と噴煙 写真中央で縦に並ぶ火口列は上から下へ、b(噴煙やが多い)、c(噴煙が少なく雁行状に並ぶ)、d(噴煙が最も多い)、e(火口周囲の暗灰色の噴出物が流下)。右下に離れた火口はa₃(火口の周囲が湿っている)。割れ目火口列は全体としてN80°W方向に伸びるが、詳しく見るとE-W方向の雁行するミ型の割れ目が発達している。また割れ目上には多数の小火口が形成されている。1995年10月18日9時15分に西を向いて撮影

第6表 古文書による九重火山の噴火記録の検討 (井村・鎌田, 1996による)

-
- (1) 享和三年(1803年): 豊後国志(豊後一国の地誌, 1803年成立), 豊國小志(大分県編纂の地誌・歴史書, 1907年成立)
 - (2) 安永六年(1777年): 国東半島にあった下岐部村(現在の分県東国東郡国見町)の庄屋(有永氏)の文書(素性不明・1777年成立)
 - (3) 寛保二年正月八日(1742年2月12日): 大森(1918)に記載された「硫黄坑より吹き抜く(今村理学博士の調査による)」(原典不明)(下記の寛文二年正月八日の誤記)
 - (4) 元文三年六月二十八日(1738年8月13日): 皆田家宝暦九年の旧記録(素性不明・1759年成立?)
 - (5) 延宝三年五月(1675年6-7月頃): 皆田家宝暦九年の旧記録(素性不明・1759年成立?)
 - (6) 寛文三年正月八日(1663年2月15日): 武者(1941)(下記の寛文二年正月八日の誤記)
 - (7) 寛文二年正月八日(1662年2月26日): 岡藩小史(岡藩記録, 1816年成立), 九重山記(九重山の地誌・歴史書, 1770年成立), 竹田領郷中覚書(素性・成立年不明), 皆田家宝暦九年の旧記録(素性不明・1759年成立?)
-

の溶岩ドームを形成する際には、これに伴って発生するブロック・アンド・アッシュ・フローや高温の岩屑なだれが、最も危険な噴火災害の1つとして予想されることを指摘した。



第 63 図 九重火山における最近 1.5 万年間の噴出量の変化を示す階段ダイアグラム 図中の英字はそれぞれ第 4 表の降下火山灰と火砕流堆積物の略号に対応。Kamata and Kobayashi (1997) による

VII. 3 火山麓扇状地堆積物 (f)

火山麓扇状地堆積物は、くじゅう山地及び^{おいた}涌蓋山地に分布する火山体の側面に発達している。扇状地が発達するのは比較的急峻な山体を残しているような新しい火山、すなわち涌蓋山・黒岩山・獵師山などの概して 0.5Ma よりも新しい火山である。堆積物は主として礫及び砂からなり、火山灰を伴っていることが多い。これらの砂礫層の厚さは 30m 以上と推定される。堆積面の傾斜と広がりから、これらの砂礫層の下位にはブロック・アンド・アッシュ・フロー堆積物などの小規模の火砕流堆積物が埋積されている可能性が高い。なお、地質図では分布の小規模な火山麓扇状地堆積物は省略した。例えば、寒ノ地獄火砕流堆積物の平坦面上には^{みまたやま ほっしょうざん}三俣山や星生山から流下した土砂を含む小規模の扇状地堆積物が形成されている。

VII. 4 降下火山灰層 (地質図では省略)

本地域の岩石や地層の表面には厚く降下火山灰層が重なる。宮原図幅地域南部の阿蘇-4 火砕流堆積物の原面上では、特に厚く数 m に達する。降下火山灰層の層序は阿蘇カルデラ北側をほぼ東西に結

ぶミルク・ロード上で観察できるが、風化を受けていることが多く同定が難しい。火山灰層の大部分は風化した褐色の風化火山灰土壌(ローム)であるが、その間に数枚のテフラが認められる。くじゅう山地周辺の平坦地では、九重火山起源の多数のテフラと広域テフラが観察される(“九重火山噴出物”の項で記載)。鎌田・星住(1996)は、九重火山南麓の久住町境川(久住図幅地域内)における降下火砕物と広域テフラの記載を行った。

南小国町^{おた}小田の南西では、阿蘇-1火砕流堆積物と阿蘇-2B火砕流堆積物の間の厚さ2.5mの風化土壌中に、普通角閃石デイサイト質の白色の軽石を含む厚さ40cmの降下軽石層が見られる。同様に、南小国町^{やんた}矢津田の南では、阿蘇-1火砕流堆積物と阿蘇-2A火砕流堆積物の間の厚さ3mの風化土壌中に、普通角閃石結晶を含む厚さ20cmの降下火砕物層が見られる。これらの降下火砕物の噴出源は明らかではないが、その構成物は角閃石デイサイト質の九重火山噴出物と類似する。この他に、九重火山南麓では阿蘇-4火砕流堆積物と九重第1降下軽石の中間付近の腐植土壌中に、淡橙色-黄色で大きさ4mm程度の軽石からなる厚さ約5-8cmの降下軽石層が認められる。

VII. 5 沖積層 (a)

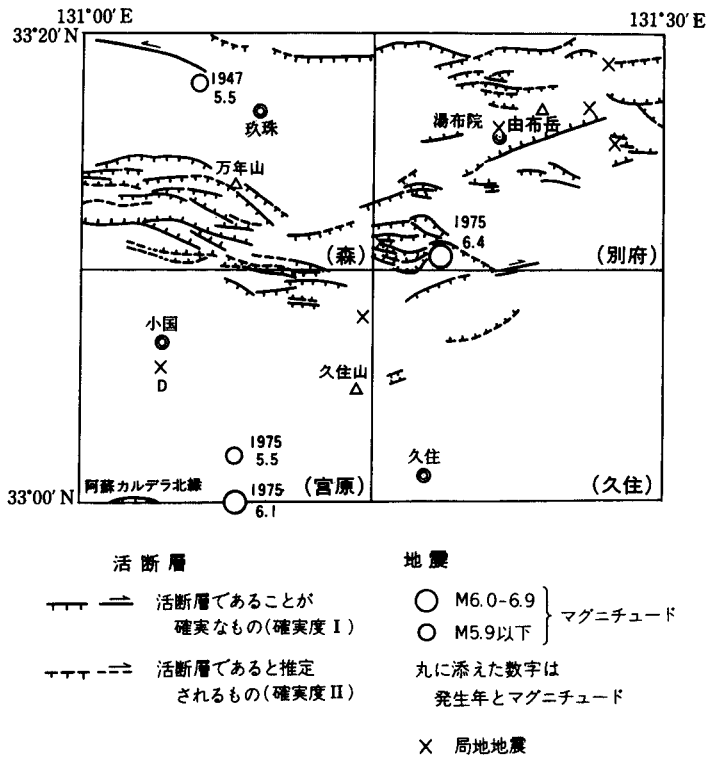
本図幅地域内では、北東部地域の河川、特に^{くす}玖珠川・奥郷川の支流沿いと天ヶ谷池断層などの断層崖の下に分布している。その他の北西部の河川沿いには小規模な分布がある。堆積物は主として円-亜円礫と砂及び泥の基質から構成される。これらの沖積層はすべて河川成で、谷底を埋積して分布するものが多い。また、地質図上では表現できなかったが、阿蘇-1及び阿蘇-4火砕流堆積物の強溶結凝灰岩の最上面の形成する平坦面上には、砂及び泥からなる沖積層が数10cmから数mの厚さで被覆する。これらの面は浸食面ではなく、火砕流堆積物の堆積原面にほぼ近いと考えられる。例えば、本図幅地域南西部の^{なかぼる}中原川の上流などでは下方浸食が激しく沖積層の発達はよくないが、中央部の^{しがせ}志賀瀬川の下流域などでは余り下方浸食しておらず、沖積層が薄くのっている。また、小国町柏田付近の阿蘇-1火砕流堆積物の溶結凝灰岩の上位には、層厚1m以下の沖積層がのっている。

VIII. 活構造・重力

VIII. 1 活構造

宮原図幅地域を含む中部九州の火山岩地域には、東西性の正断層が発達している。地質図及び第64図の断層は、池田(1979)、Kamata et al. (1988)、及び九州活構造研究会(1989)を参考にして、著者の空中写真判読と現地調査に基づき作製した。

本図幅地域内の正断層地形は北東部に偏って分布している。Kamata et al. (1988)は、^{たけのゆ}岳湯断層・^{わいた}涌蓋中岳断層・柴やかた^{わいた}峠断層・舟のくま断層が、涌蓋中岳安山岩(約0.6Ma)を切るとした。また、^{あまがやいけ}天ヶ谷池断層は柴やかた峠溶岩(約0.7Ma)を切り、中岳安山岩に覆われるとした。これらの断層



第64図 宮原地域周辺の活断層と地震 (星住ほか, 1988に加筆修正). 活断層及び地震は九州構造研究会(1989), 活断層研究会(1991)による. 宮原図幅地域内の活断層はKamata et al.(1988)と本報告による

群は、^{はねやま}万年山地溝から^{くさのひらやま}崩平山地溝にかけての正断層帯の一部をなす^{あまがやいけ}天ヶ谷池断層・岳湯断層とそれに平行する付随断層であり、北隣の森図幅地域及び北東隣の別府図幅地域へ連続する。これらの断層群は明瞭な地形表現を持ち第四系を切っているので、第四紀に少なくとも一度は活動したという意味での活断層である。ほとんどの断層は断層露頭を欠いている。この他に、^{あまがやいけ}初倉ほか(1981)は阿蘇-1火砕流堆積物を切る正断層を報告し、^{はな}林ほか(1985)は大岳溶岩を切る断層を報告しているが、いずれも変位が明らかではなくまた断層露頭が確認されないので本報告では省いた。

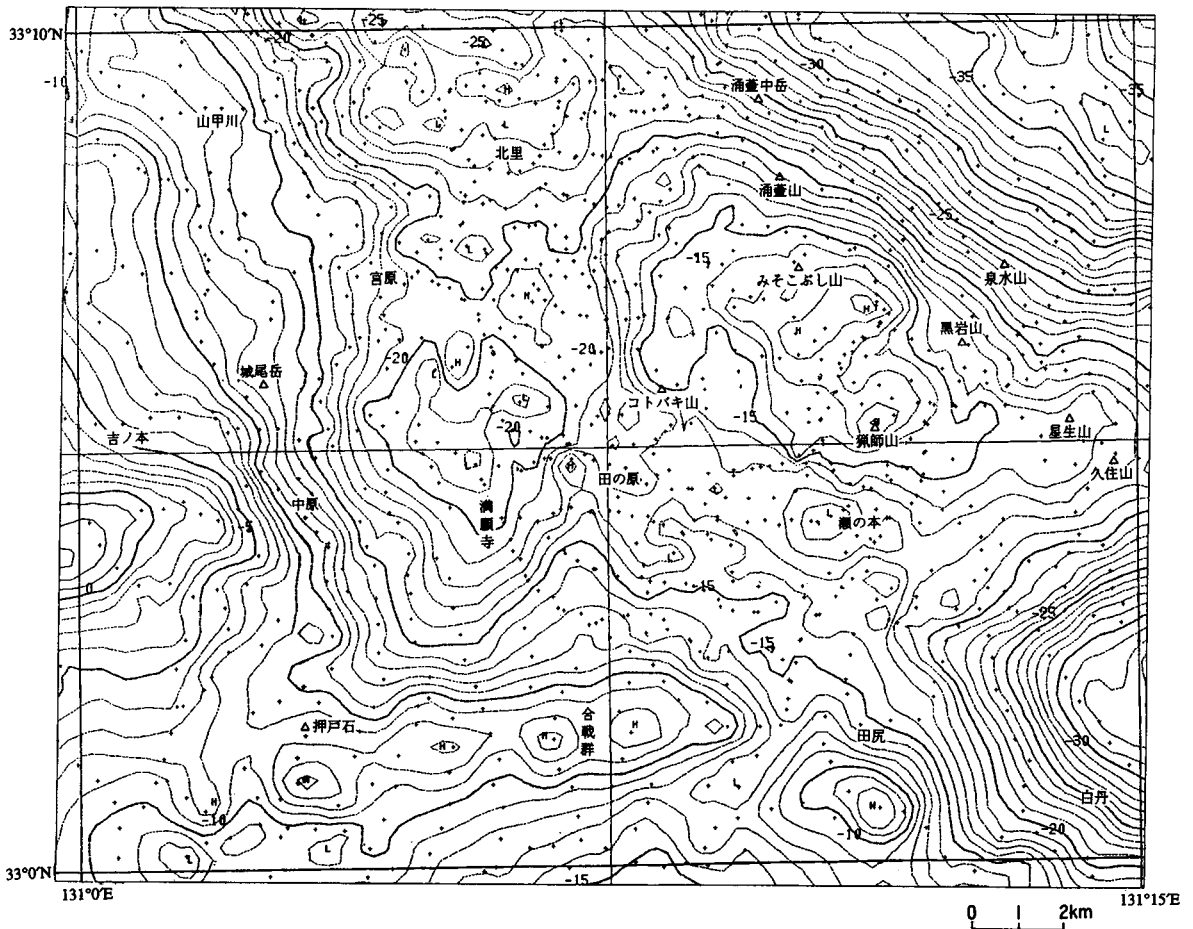
空中写真判読により確認される線状構造を、リニアメントとして地質図上に記入した。これらは断層露頭が確認できないが、^{ほんだ}飯田火砕流堆積物と阿蘇-4B及び阿蘇-4T火砕流堆積物の平坦面を切るものが一部含まれている。本図幅地域では東西方向と東北東-西南西方向のリニアメントが卓越しており、いずれも正断層の起源をもつと推定される。

宮原図幅地域を含む中部九州地域の地震活動は、伊藤・杉原(1985), Ehara(1989), 活断層研究会(1991), 須藤(1993)等に、また九重火山周辺の地震活動は江原ほか(1990), 須藤ほか(1996), 須藤(1996)等にそれぞれまとめられている。

VIII. 2 重力

本図幅地域は、中部九州の火山岩地域に沿って別府湾から島原半島にまで延びる低重力異常域(久保寺ほか, 1976)の東南部に当たる。地質図上の等重力線は、日本地熱資源促進センター(1978), 通商産業省(1979), 長谷川ほか(1981)による重力データを用いて編さんされた, 1 ミリガル間隔の等重力異常線である(駒澤・鎌田, 1985)。また第65図には重力調査測点を示す。

鎌田(1985a, b)及びKamata(1989b)は、九州中北部における地質構造とブーゲー重力異常の解析から、この地域の鮮新世-更新世の火山活動は、広域の負のブーゲー重力異常と密接に関連することを明らかにした。すなわち、ブーゲー負異常は約5Ma以降に沈降を開始した火山構造的陥没地(volcano-tectonic depression; Williams, 1941)の形成によるものであると論じた。第6図に示すように九州中北部に



第65図 宮原地域のブーゲー異常図と重力測点 (駒澤・鎌田, 1985による)。等重力異常線間隔は1
ミリガル。仮定密度は $2.3\text{g}/\text{cm}^3$

分布する火山岩類の放射年代値によると、低重力異常地域の外側へ向けてより古い火山岩(約6Maを最古とする)が帯状に配列する。また、これらの帯状構造は低重力異常の形状と調和的であり、帯状構造の中心は九重火山北方の -30mgal に達する負のブーゲー異常の中心と一致する(鎌田, 1985b)。以下では、仮定密度 2.3g/cm^3 のブーゲー異常図(第5図Bと第65図)を用いて、宮原図幅地域を含む広域の地質構造を考察する。

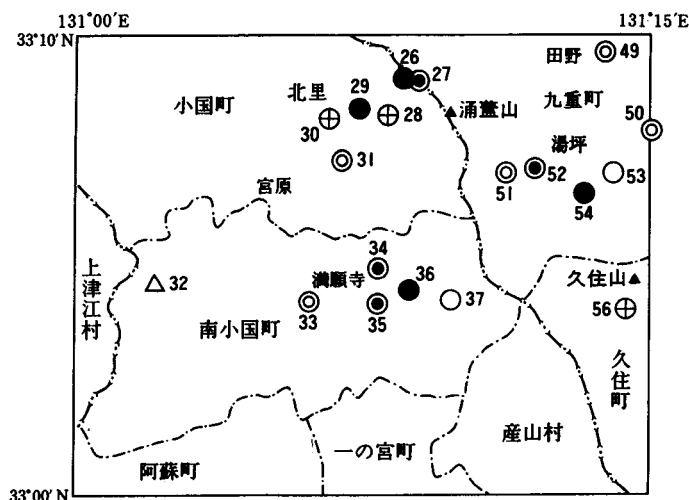
九州中北部に見られる東西に伸張した地溝の南縁は重力異常急傾斜部で境されているが、大分市の南方約10kmの地点では重力急傾斜部の屈曲部分が見られる(鎌田, 1992)。また、九重火山南部には東北東方向に伸張する長方形の低ブーゲー異常が認められ(第65図の白丹の北東)、この長方形の南の一边は地溝構造南縁の重力急傾斜部と一致する。九重火山南部の長方形の低ブーゲー異常の北縁は、地溝南縁を境する重力急傾斜部と平行であり東北東に伸張している。よって、九重火山南部に見られる長方形の低ブーゲー異常地域が火山性の陥没によるものではなく、基盤岩のプル・アパート構造(例えば、Aydin and Nur, 1982)等を反映するようなトランス・フォーム断層により形成された陥没地である可能性が高い。上記の例と同様に、大分市の南方に認められる基盤岩の屈曲部は、前述の構造性の陥没と同方向の構造運動で形成されたと解釈されている(鎌田, 1992)。本図幅南東縁部の急傾斜部は大分-熊本構造線と一致する。また、鎌田(1985b)及び鎌田ほか(1994a)は、猪牟田を中心とする直径約15kmの負のブーゲー異常地域(第5図Bの九重山の北のL)は、大規模火砕流(耶馬溪火砕流と今市火砕流)を噴出させた火山活動に伴い形成されたものであると考えた。

本図幅地域の重力異常は大きく見ると南で高く、北で低い。細かく見るといくつかの特徴的な構造が認められる。南部の合戦群付近の東西に延びる高重力異常部(第65図)は、基盤岩(白亜紀花崗岩類・変成岩類)の高まりを反映している。その東側の東北東-西南西に延びる低重力異常部(九重南部低重力域)は、上記のプル・アパート構造運動による長方形の低重力域の西部に当たる(鎌田, 1992)。また、北部の九重町から珠珠町にかけての急傾斜の低重力異常部(第65図の泉水山の北側)は、猪牟田カルデラの南縁(Kamata, 1989a)と一致している。

IX. 応用地質

IX. 1 温泉及び地熱

別府湾から阿蘇火山に至る豊肥火山地域の地溝帯内には、数多くの火山体が含まれ、これらの火山活動によって生じた地熱・温泉・鉱泉活動とこれらに伴って形成された変質帯が多く認められる。地質図に示した変質帯分布は、金原・阪口(1989)及び豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982)による。宮原図幅地域内には岳湯・黒川・田の原・赤川等の温泉及び鉱泉を産する(金原, 1992)。各温泉の位置は第66図に示し、それぞれの温泉の現況は第7表と第8表に示す。なお、飯田高原と瀬の本高原では近年温泉付き別荘の開発により多数の温泉井が掘削されている。地質図にはこれらの地点の一部も表示してあるが、第7表と第8表には記載されていない。



温泉・鉱泉の温度記号

- 水温90°C以上の温泉 (≥90°C)
- ◎ 水温60°C以上90°C未満の温泉 (≥60°C, <90°C)
- ⊙ 水温42°C以上60°C未満の温泉 (≥42°C, <60°C)
- ⊕ 水温25°C以上42°C未満の温泉 (≥25°C, <42°C)
- 水温25°C未満の鉱泉 (<25°C)
- △ 温度不明の温泉・鉱泉

第66図 宮原地域の温泉・鉱泉の位置と温度 (金原, 1992による). 図中の丸に付した番号は第7表の番号*に対応する

IX. 1. 1 温泉

宮原図幅地域には多数の温泉・鉱泉・噴気が分布する。これらは角(1975), 地質調査所(1975), 金原(1992 ; p. 296-299)では, 計 19 箇所の温泉及び鉱泉として分類・記載されている。第 7 表に個々の源泉につき温度・涌出量・泉質等を示す(金原, 1992)。また, 宮原地域に涌出する熱水の化学組成に関しては, 比留川ほか(1977, 1981), 由佐(1988), 大沢ほか(1994)に, また地球化学温度計に関しては比留川ほか(1988)に, それぞれ報告されている。各温泉地の代表的な源泉の成分分析値は第8表に掲げた。宮原図幅地域中央部の八丁原地域の熱水化学組成にもとづいた熱水系モデルは, Hirowatari (1991), Taguchi and Nakamura(1991)で, また, 宮原図幅地域北部の猪牟田カルデラ内に発達した地熱系は, 矢野ほか(1987)で, MT 法を用いた九重火山下の熱水系は Mogi and Nakama(1993)で, それぞれ論じられている。更に, 九重火山下の熱構造は Ehara(1992), 江原(1994)により, また岳湯地域の熱構造は湯原ほか(1983)で, それぞれ議論されている。

IX. 1. 2 地熱開発と試錐

宮原図幅地域には多数の温泉・噴気地が分布し, 温泉地質学的研究に基づく地熱開発が行われている。

第7表 宮原地域の温泉 (金原, 1992による)

番号	番号*	県名	名称	位置	温度 ℃	湧出量 l/min	泉質	pH
1	26	熊本	たけのゆ 岳湯	阿蘇郡小国町	94.0	50	含As-Na-Cl, 単純S泉(H ₂ S型)	5.5-8.3
2	27	〃	はげのゆ 峯湯	阿蘇郡小国町	82.0	150	単純S泉	7.13
3	28	〃	小国鉱山	阿蘇郡小国町	31.6	-	(Na・Ca-SO ₄)	3.75
4	29	〃	山川	阿蘇郡小国町	99.6	370	含S-Ca・Na-SO ₄ (H ₂ S型)	5.2-6.1
5	30	〃	ぬるゆ 奴留湯	阿蘇郡小国町	36.5	450	単純S泉(H ₂ S型)	6.2-6.6
6	31	〃	寺尾野	阿蘇郡小国町	43.4	25	含S-Ca-SO ₄ (H ₂ S型)	6.28
7	32	〃	ゆた 湯田	阿蘇郡南小国町	-	200		
8	33	〃	満願寺	阿蘇郡南小国町	42.1	750	(Na・Ca-Cl・SO ₄)	6.5
9	34	〃	たはる 田の原	阿蘇郡南小国町	67.1	500	Na-Cl・SO ₄	7.5
10	35	〃	おた 小田	阿蘇郡南小国町	63.1	160	Na-Cl・HCO ₃ ・SO ₄	8.3
11	36	〃	黒川	阿蘇郡南小国町	97.1	1300	含S-Na-Cl(H ₂ S型)	2.4-3.9
12	37	〃	雀地獄	阿蘇郡南小国町	8.5	-	酸性-SO ₄ 泉	1.6
13	49	大分	うけ 釜の口	玖珠郡九重町	48.1	240	Na・Mg-HCO ₃ ・SO ₄ ・Cl	6.78
14	50	〃	吉部	玖珠郡九重町	43.2	-	Ca・Mg-Cl・SO ₄	5.9
15	51	〃	すじゆ 筋湯	玖珠郡九重町	54.3	1147	(Na-Cl・SO ₄)	3.45
16	52	〃	ひぜんゆ 弁湯	玖珠郡九重町	82.4	-	(Na・Ca-Cl・SO ₄)	5.9
17	53	〃	寒ノ地獄	玖珠郡九重町	13.5	1048	含S-Ca・Mg・Na-SO ₄	4.62
18	54	〃	牧ノ戸	玖珠郡九重町	94.2	(1048)	(Na・Ca-SO ₄)	7.4
19	56	〃	赤川	直入郡久住町	27.5	185	含S-Ca-SO ₄	5.2

番号* : 金原(1992)による宮原地域の温泉の番号

くす おおたけ
玖珠川上流の大岳地区では昭和20年代から地熱調査が行われ、1967年(昭和42年)8月に九州電力(株)により我が国初の熱水型シングルフラッシュ方式の大岳地熱発電所が稼動し、12,500kWの出力を記録した。その後、1977年(昭和52年)6月に大岳の南方約2kmの八丁原地区で九州電力(株)により二相流体輸送ダブルフラッシュ方式の八丁原地熱発電所が稼動し、55,000kWの出力となった。更に八丁原では1990年(平成2年)6月に2号機(55,000kW)を増設した。また、1991年(平成3年)10月には小国町岳湯地区で、広瀬商事(株)によってダブルフラッシュ方式の地熱発電所が稼動し、105kWの出力を記録した。小国町では九州電力(株)と電源開発(株)により1991年(平成3年)から地熱発電所建設のための環境影響調査が開始されており、2000年(平成12年)に出力20,000kWの運転開始を目指している(日本地熱調査会, 1995)。

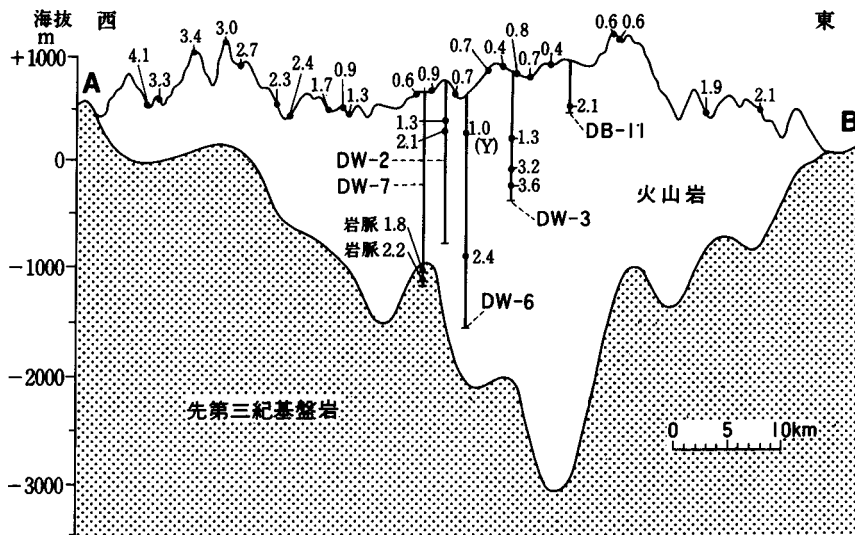
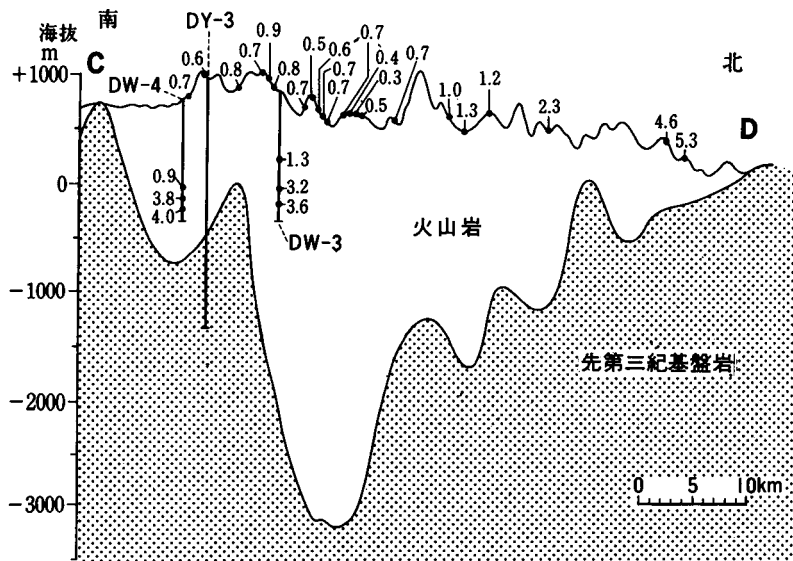
地熱調査によって掘削された試錐は、玉生(1985)、笹田(1987)、Kamata (1989a, b)、鎌田(1993b)に記述されている。第67図と第68図に宮原図幅地域を含む豊肥火山地域内で掘削された試錐を示す。宮原図幅地域内には北隣の森図幅地域内に位置するDW-6以外の全ての試錐が含まれ、一部の試錐では先第三紀基盤岩に達している。また、DW-7、DY-2、DY-3、DA-32-3での先第三紀基盤岩の試錐コアが、笹田(1987)によって記載されている(DY-2とDA-32-3は地質図に位置のみを記す)。なお、玉生(1985)に記載された試錐コアの火山岩の対比は、本報告の調査結果と異なる場合も見られる。

Kamata (1989a)及び鎌田(1993b)は、しむた
猪牟田カルデラの周辺で掘削された試錐中に2層準の湖成堆積

第8表 宮原地域の代表的な源泉の成分 (金原・阪口, 1989による)

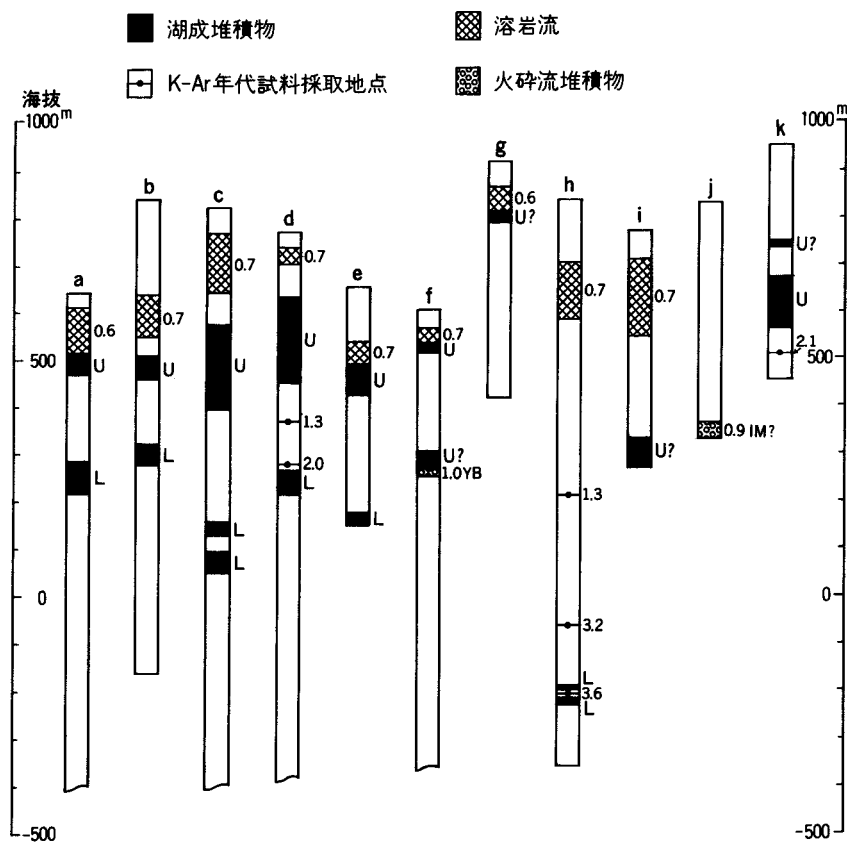
番号	番号*	名称	代表的源泉名	温度℃	pH	化学組成 (mg/kg)										泉質分類
						Cl	SO ₄	HCO ₃	CO ₃	K	Na	Ca	Mg	SiO ₂	TSM	
1	22-1	大岳	九電5号	98.0	8.0	742.8	217.2	149.0	0.880	64.90	550.3	33.89	7.551	250.5	2058.0	Na-Cl
2	23-1	筋湯	疋瀧湯	45.0	3.4	195.8	107.5	—	—	24.26	1360.0	6.81	3.83	108.6	1814.0	Na-Cl
3	-2	筋湯	大湯	65.5	3.3	313.8	108.3	—	—	37.52	199.7	6.807	4.467	141.6	870.0	Na-Cl
4	24-3	八丁原	九電7号井	99.0	5.05	3256.0	74.28	3.661	0.0	290.8	2024.0	7.901	2.135	864.1	6766.0	Na-Cl
5	32	赤川		26.5	5.5	27.66	865.7	274.8	—	11.42	48.29	311.8	69.29	121.2	1769.5	Ca-SO ₄
6	33-2	岳の湯	町営岳湯 GSR-3	94.0	8.28	1479.9	88.91	78.89	0.93	128.9	919.5	18.94	0.03	565.9	3239.6	Na-Cl
7	34-1	峠湯	新潟	59.6	6.70	9.57	11.97	369.17	—	16.38	48.75	50.00	8.38	82.0	518.0	Ca・Na-HCO ₃
8	35	小国鉱山	未利用源泉	31.6	3.75	7.09	111.02	—	—	4.68	18.75	16.25	3.75	36.7	280.0	Na・Ca-SO ₄
9	36	山川	町営山川	50.1	5.56	83.31	516.0	52.65	0.01	12.40	77.90	204.1	0.34	53.90	1034.4	Ca-SO ₄
10	37	奴留湯	町営奴留湯	38.6	6.17	42.54	345.0	45.05	0.01	9.20	47.80	135.1	0.12	101.3	767.2	Ca-SO ₄
11	38	寺尾野	町営寺尾野	43.4	6.28	24.83	933.8	192.0	0.01	17.60	64.10	397.9	0.65	45.11	1696.8	Ca-SO ₄
12	39	瀬の本	瀬の本高原ホテル第2源泉	93.2	3.36	595.6	240.9	—	—	108.4	353.0	51.72	0.17	180.2	1600.0	Na-Cl
13	40	雀地獄鉱泉	未利用源泉	2.0	2.05	1.77	1796.2	—	—	6.88	13.50	18.75	10.00	95.6	1850.0	H-SO ₄
14	41-1	黒川	もんちんホテル	48.6	2.69	198.5	242.7	—	—	42.80	117.9	28.01	7.36	93.62	772.0	Na-Cl
15	-2	黒川	湯本荘	95.4	3.82	479.4	271.9	—	—	88.2	301.1	52.9	8.9	204.3	1581.7	Na-Cl・SO ₄
16	42	田の原	共同湯	57.2	7.95	244.3	250.8	189.3	—	18.4	211.6	57.5	31.6	210.5	1293.0	Na-Cl・SO ₄
17	43	小田	夢の湯	63.1	8.3	303.3	309.2	460.7	5.44	71.53	300.1	62.53	56.77	239.9	1518.2	Na-Cl・HCO ₃
18	44	満願寺	静泉荘	42.8	8.5	147.5	119.5	204.3	—	7.1	122.9	41.2	29.1	108.9	814.1	Na-Cl・HCO ₃
19	17	笠の口	笠の口公衆	47.3	6.6	244.0	327.0	1193.0	0.3	65.9	306.0	181.0	113.0	180.8	2035.0	Na-HCO ₃
20	18	寒ノ地獄	寒ノ地獄	14.0	4.3	22.09	174.9	—	—	2.83	27.74	38.84	10.85	90.01	401.4	Ca-SO ₄
21	19	星生	星生	37.0	5.8	179.8	464.5	134.2	—	18.77	71.75	180.8	46.50	117.0	1280.0	Ca-SO ₄
22	20-1	牧の戸	ニュー津田	56.0	6.5	518.5	825.0	765.0	0.0	31.40	162.0	404.0	191.4	155.4	3130.0	Ca・Mg-SO ₄ ・Cl
23	21-1	湯坪	田の中湯	68.5	5.8	6.383	4.176	177.0	—	17.98	42.54	24.06	4.359	124.6	480.0	Na・Ca-HCO ₃

番号* : 金原・阪口(1989)による源泉の番号



第 67 図 豊肥火山地域内で掘削された地熱調査試錐 (Kamata, 1989b による)。試錐と地表の数字は、火山岩の放射年代値(単位 Ma)。Y: 耶馬溪火砕流堆積物

物を認め、このうち上位のものはほぼ海拔 500m 台の標高を示すことを指摘した(第 68 図の U)。これらは耶馬溪火砕流堆積物(1.0Ma)と黒雲母角閃石安山岩溶岩(1.3Ma)を覆い、また角閃石安山岩溶岩(0.6Ma)と輝石安山岩溶岩(0.7Ma)に覆われる。一方、地表に露出する湖成堆積物は、同様の海拔約 500-600m の標高を示し(第 68 図)、約 0.6Ma の火山岩に埋積されている(第 69 図)。したがって、試錐中と地表の湖成堆積物は一連のものと考えられ、いずれも猪野田カルデラ形成後の拡大した凹地に堆積したカルデラ内堆積物とみなすことができる(Kamata, 1989a)。カルデラ形成後の湖成堆積物が陥没

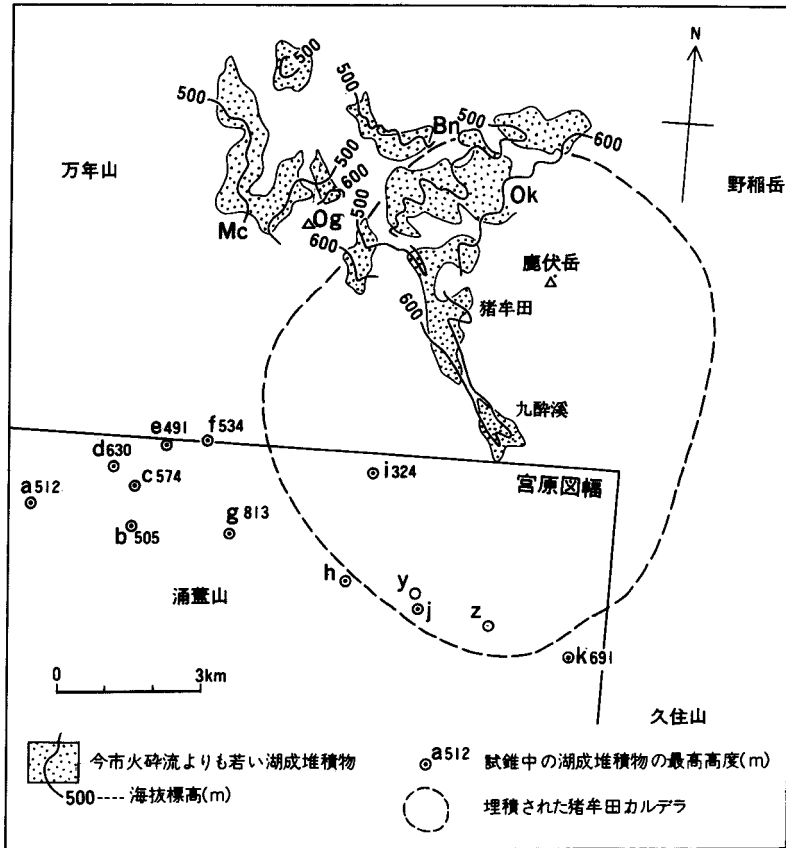


第 68 図 ^{しむた} 猪 牟 田 カ ル デ ラ 周 辺 の 試 錐 柱 状 図 (Kamata, 1989 a, と 鎌 田, 1993 b を 一 部 改 変). YB: 耶 馬 溪 火 碎 流 堆 積 物 IM: 今 市 火 碎 流 堆 積 物 U: 湖 成 堆 積 物 上 部 層 L: 湖 成 堆 積 物 下 部 層. 試 錐 の 位 置 は 第 69 図 に 示 す. a: DW-7 b: 52E-TY-1 c: DY-1 d: DW-2 e: DB-4 f: DW-6 g: DB-10 h: DW-3 i: DB-7 j: DB-5 k: DB-11 Y: DY-6 z: DY-5. 数 字 は K-Ar 年 代 値 (単 位: Ma)

構造境界を超えて外側にまで分布することは、初生のカルデラ壁がその後の浸食により後退し、拡張したカルデラ底に湖成堆積物が堆積したためと解釈される(鎌田, 1993b)。一般に、第四紀火山で現在見られるカルデラ壁のかなりの部分は、噴火ときに形成されたカルデラ壁よりも拡大したものである。猪牟田カルデラでは、今市火砕流の噴出後約 20 万年以内に不安定な初生のカルデラ壁が崩壊し(鎌田ほか, 1994a)、初生の陥没域よりも拡大したカルデラ内に上記の湖成堆積物が形成されたと考えられる。

IX. 2 鉄 鋳 床

宮原図幅地域内には小規模な硫化鉄鋳床が分布し、下記の 3 地区について低品位鉄鋳として調査・採掘されたことがある。以下では、福岡通産局鋳山部(1959)、木下編(1961)及びその他の個々の記載論文によって略述する。



第 69 図 猪牟田カルデラ内の湖成堆積物の分布とその上面標高 (Kamata, 1989 a を一部改変). a-z : 第 68 図に示した試錐の位置. Bn : 豊後中村 Ok : 奥双石 Og : 小倉岳 Mc : 町田. 破線は猪牟田カルデラの初生のカルデラ構造境界(鎌田, 1993 b)を示す

くすはんだ 珠玖飯田鉾山

九重町大字飯田字地蔵原じぞうはるの東方ぶんごのわたし(豊後 渡 の北東)の海拔 800m 付近に層状の硫化鉄鉾床があり、昭和 13 年頃日室鉾業株式会社により一番坑口附近で十数 m 試錐され、硫化鉄鉾が継続的に採掘された。その後しばらく放置されたが昭和 24 年 8 月から再開され、同年 12 月から少量出鉾し、月約 700 t 出鉾した(浜地, 1952)。鉾床は普通角閃石安山岩の円礫、垂円礫及び砂よりなる砂礫層、及び火山灰中に胚胎する硫化鉄・硫黄鉾床である。鉾体は不規則な塊状をなして著しく変質した粘土帯中に発達し、硫化鉄鉾は主に黒色土状ないし塊状の白鉄鉾を主とし、硫黄と混在する(木下・牟田, 1952)。

おぐに 小国鉾山

小国町大字北里字寺尾野てらおのの北東(山川の東)に硫化鉄鉾床があり、小国鉾山と呼ばれた。昭和 15 年ごろ当時の住友鉾業株式会社が銅鉾を主目的として試錐探鉾および坑道探鉾を実施したが、目的とする銅鉾

の賦存は見られず昭和17年に休山した。その後昭和30年に再開され、同32年6月に本格的な開発に着手した。

鉱床は火山作用に伴って噴出した硫黄ガス及び硫黄泉が安山岩に作用して生成した硫化鉄鉱床からなり、鉱体附近は著しい珪化作用を受けて変質し青粘土化している。本鉱山の主要鉱体は本鉱体と呼ばれており、鉱区東南部の湯窪川右岸に面した標高750m付近に存在している不規則な塊状硫化鉄鉱体からなる。これらは地表下約10-50mの間に賦存し、その走向・傾斜は複雑である。鉱石は主として白鉄鉱・黄鉄鉱からなり少量の遊離硫黄を伴う。鉱石の品位は、鉄20-40%・硫黄30-45%であったとされている(福岡通産局鉱山部, 1959)。

黒川鉱山

南小国町大字満願寺字黒川付近では、浅成交代硫化鉄鉱床が稼行されていたらしい(福岡通産局鉱山部, 1959, p. 100)が、詳細は不明である。

IX. 3 硫黄

九重山鉱山

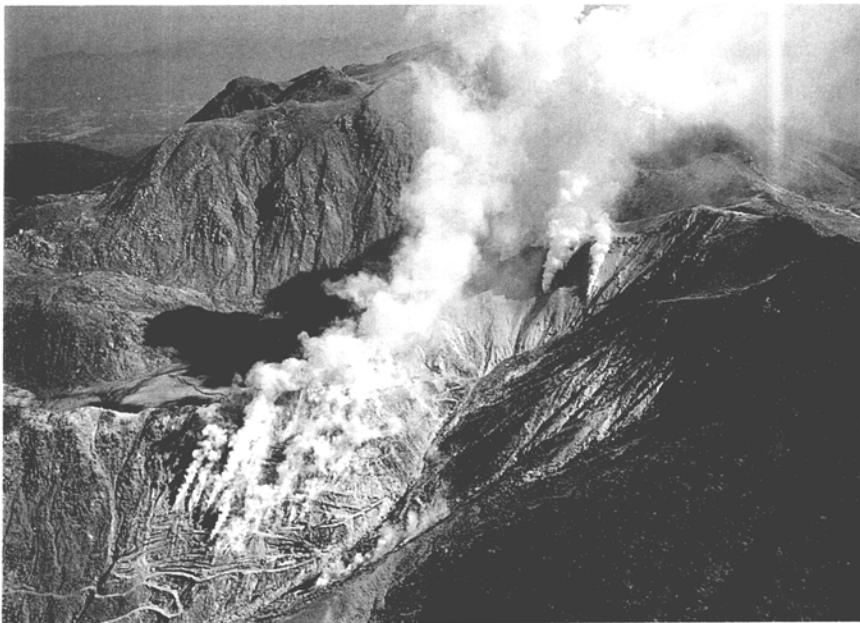
九重町星生山の北東部で通称硫黄山と呼ばれている地域に発達する硫黄変質帯から硫黄が採取されており、九重山鉱山と呼ばれていた(福岡通産局鉱山部, 1959)。九重山鉱山は本邦の硫黄鉱山としても最古の歴史を持つ。鉱山の発見はさきわめて古く、室町時代にはすでに硫黄が採取されていたらしい(大分県, 1983)。また、肥後藩において硫黄を採取してツケ木に使用していたことが古くからいい伝えられ、豊後国竹田の岡藩の記録(岡藩小史)に、「寛文二年正月八日(1662年1月26日)九重山火を発し硫黄燃ゆ」と記されている(井村・鎌田, 1996)。九重山記には、宝永9年(1712)に玖珠領田野と岡藩との境界争いがあったとき以後硫黄の採取が始まったとされている。その後享保3年(1718)ごろから豊後・肥前・肥後の人々が稼行していた。明治29年に至って分散した数鉱区を取りまとめて本格的な硫黄採取操業が開始された。鉱床は星生山溶岩及び星生北溶岩の各所に見られる噴気孔、その周辺に分布している昇華鉱床、及び鉱染交代鉱床の3者からなる。昇華鉱床が主体となって、大平・天狗・法華院・土呂久・日平・星生の6つの噴気孔区域があった。

本鉱山の操業は、明治28年に上野正一郎が誘導法と呼ばれている採取法を初めて試みてから開始された。山の表面に無数に存在する噴気孔を1箇所だけ開口し、その他は岩石で完全に覆い、その噴気孔から噴気する硫黄ガスを、火元の温度・圧力に応じて構築されたそれぞれ異なった構造の煙道に導く(第70図)。含有硫黄分は、煙道内を通過中に、温度の低下、圧力の変化などにより液化されるが、煙道の末端に来て自然に外気にふれるため冷却し、鐘乳石のような形で凝固する(火口硫黄)。品位は硫黄99.8%以上に及び純硫黄に近いが、更に精製して円筒状の型罐に入れ製品(硫黄99.98%)とする。

煙道上に覆ってある土砂が、上述の誘導法により鉱染されて硫黄が飽和すると、3週間ないし2か月ごとに取除き製錬原鉱(硫黄品位45-70%)とする。また、噴気孔周辺の母岩が硫黄により分解かつ溶解されて青灰色泥状となったものも、フロスあるいは流水盤と称し製錬原鉱としている。これらの原鉱



第70図 星生山北東の硫黄孔の煙道硫黄採掘場跡 かつて九重山鉱山と呼ばれていた地域の一部、1985年撮影



第71図 1995年噴火後の星生山の北東の硫黄鉱山跡(九重山鉱山)付近から上がる噴煙と噴火口
 中央の太い噴煙の右側にある火口は、右端から左上へ a_1 (噴煙がほぼ垂直に上がる)、 a_2 (a_1 より大きい；直径約30mの楕円形の火口)、 b (中央の太い噴煙のすぐ下；E-W方向の割れ目火口からなる)、
 噴煙の左側の山稜は、久住山・稲星山・中岳などの10,000-15,000年前に噴出した普通角閃石安山岩の溶岩ドーム、硫黄鉱山跡の上の平地は北千里ヶ浜、1995年10月12日14時45分に南東を向いて撮影。(写真提供：国際航業株式会社)

は、海拔約1,500mの地点にある採鉱場から約4kmの専用道路をトラックで海拔約1,100mにある製錬場の貯鉱場まで運搬した。1年間の原鉱(平均硫黄品位55%)の採掘量は約4,000 tであった。しかし石油の脱流による安価な硫黄に押された結果、1983年頃から採掘は中止されている。この他に久住町赤川の北約1.5kmにおいても同様に硫黄が採掘されたことがある(福岡通産局鉱山部, 1959, p. 324)が、詳細は明らかではない。1995年10月の噴火以降、硫黄鉱山の煙道跡からの噴気が活発になり、これまで全く噴気のなかった地帯からも蒸気が上がるようになった(鎌田・千葉, 1995; 星住ほか, 1996; 鎌田, 1996b) (第71図)。

IX. 4 砕石

宮原図幅地域内に、1995年3月現在稼行されている骨材用砕石鉱山はない。また、砕石場跡として、小国町奥山西方の耶馬溪火砕流堆積物の強溶結凝灰岩、上津江村若林及び小国町本村西方の吉ノ本安山岩中の柱状節理の発達した普通角閃石安山岩溶岩があるが、いずれも現在は放置されている。

文 献

- 赤木 健(1933) 7万5千分の1地質図幅「山鹿」及び同説明書。地質調査所, 54p.
———(1934) 7万5千分の1地質図幅「豆田」及び同説明書。地質調査所, 39p.
安藤重幸・山岸宏光(1975) 然別火山熱雲堆積物表面の流れ山。火山, 2集, vol. 20, p. 31-36.
荒牧重雄(1957) Pyroclastic Flow の分類。火山, 2集, vol. 1, p. 47-57.
麻生弘幸・渡辺一徳(1985) 小国町北西部に分布する火砕流起源のいわゆる万年山溶岩について。熊本地学会誌, no. 79, p. 6-10.
Aydin, A. and Nur, A. (1982) Evolution of pull-apart basins and their scale independence. *Tectonics*, vol. 1, p. 91-105.
Cas, R.A.F. and Wright, J.V. (1987) *Volcanic Successions*. Allen and Unwin, London, 528p.
千葉達朗(1995) 九重火山の噴火(カメラアイ)。写真測量とリモートセンシング, vol. 32, p. 2-3.
地質調査所(1975) 日本温泉分布図。200万分の1地質編集図, no. 8.
檀原 徹・鎌田浩毅・岩野英樹(1997) 中部九州の耶馬溪火砕流堆積物、大阪層群ピンク火山灰、及び上総層群07火山灰のジルコンのフィッショントラック年代とその対比。地質雑, vol. 103(印刷中)
———・鎌田浩毅・山下 透(1992) 大阪層群のピンク火山灰と中部九州の耶馬溪火砕流堆積物との対比。火山学会講演予稿集, 1992-no. 2, p. 108.
———・鎌田浩毅・山下 透・岩野英樹(1993) 国内標準年代試料候補OGPK(大阪層群ピンク火山灰)と耶馬溪火砕流堆積物との対比及び予察的年代。フィッション・トラックニュースレター, no. 6, p. 14-15.
Danbara, T., Kasuya, M., Iwao, H. and Yamashita, T. (1991) Fission-track age calibration using in-

- ternal and external surfaces of zircon. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol.97, p.977-985.
- Ehara, S. (1989) Thermal structure and seismic activity in central Kyushu, Japan. *Tectonophys.*, vol.159, p.269-278.
- Ehara, S. (1992) Thermal structure beneath Kuju volcano, central Kyushu, Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol.54, p.107-115.
- 江原幸雄(1994) 冷却するマグマ直上に発達するマグマ性高温地熱系—九重火山におけるケーススタディー. *地質学論集*, no. 43, p.169-177.
- 江原幸雄(1995) 1995年九重火山の噴火(口絵). *火山*, vol.41, p.425-427
- 江原幸雄・尾藤晃彰・大井豊樹・笠井弘幸(1990) 活動的な噴気地域下の微小地震活動—九重山硫黄山の例—. *日本地熱学会誌*, vol.12, p.263-281.
- 福岡通産局鉱山部(1959) 九州地方鉱山会創立10周年記念. 九州地方鉱山会, p.1-372.
- 浜地忠男(1952) 大分県玖珠郡飯田村玖珠鉱山硫化鉄鉱床概査報告. *地調月報*, vol.3, p.89-93.
- 長谷川功・小川健三・須田芳朗・馬場健三(1981) 大分・熊本県涌蓋地域等重力線図. *地熱地域等重力線図*, no.4, 地質調査所.
- 林 正雄・渡辺公一郎・古谷直行(1985) 大岳—八丁原地熱地域の断層と応力場. *日本地熱学会誌*, vol.7, p.383-399.
- 林田 明・鎌田浩毅・檀原 徹(1993) 古地磁気方位による広域テフラの対比—中部九州, 近畿, そして房総半島—. 第94回地球電磁気・地球惑星圏学会予稿集, p.C12-07.
- Hayashida, A., Kamata, H. and Danhara, T. (1996) Correlation of widespread tephra based on paleomagnetic directions: link between a volcanic field and sedimentary sequences in Japan. *Quaternary International*, vol.34/36, p.89-98.
- Hirowatari, K. (1991) Development-related changes in the Hatchobaru geothermal system, Japan. *Geochem. Jour.*, vol.25, p.283-299.
- 比留川 貴・安藤直行・角 清愛(1977) 日本の主要地熱地域の熱水の化学組成. *地調報告*, no.257, 934p.
- ・—————・————— (1981) 日本の主要地熱地域の熱水の化学組成. その2. *地調報告*, no.262, 399p.
- ・高橋正明・茂野 博(1988) 日本の主要地熱地域の熱水に適用した地球化学温度計. *地調報告*, no.267, 754p.
- 星住英夫(1990) 阿蘇-4/3 降下火砕物—阿蘇-4 噴出以前の阿蘇火山活動史—. *火山学会講演予稿集*, 1990, no.1, p.92.
- ・鎌田浩毅(1996) 中部九州に分布する今市火砕流堆積物—大阪層群アズキ火山灰の給源火砕流—. *第四紀露頭集—日本のテフラ*, 日本第四紀学会, 東京, p.88.
- ・川辺禎久・鎌田浩毅・斎藤英二(1996) 九重火山1995年10月の噴火とその堆積物. *地質ニュース*, No.498, p.33-35.
- ・森下祐一(1993) 豊岡地域の地質. *地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)*, 地質調査所,

75p.

- 星住英夫・小野晃司・三村弘二・野田徹郎(1988) 別府地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 131p.
- 豊肥地熱地域地質図編集グループ(1982) 10万分の1豊肥地熱地域地質図及び同説明書. 地質調査所, p. 1-23.
- 池田安隆(1979) 大分県中部火山地域の活断層系. 地理学評論, vol. 52, p. 10-29.
- 井村隆介・鎌田浩毅(1996) 九重火山の歴史時代の活動記録の再検討. 地学雑, vol. 105, p. 208-214.
- 石井清彦・谷田勝俊・青木謙一郎(1956) 耶馬溪 welded tuff について(予報). 岩鉱, vol. 40, p. 131-136.
- Itaya, T., Nagao, K., Nishido, H. and Ogata, K. (1984) K-Ar Age determination of Late Pleistocene volcanic rocks. Jour. Geol. Soc. Japan. vol. 90, p. 899-909.
- 伊藤久男・杉原光彦(1985) 豊肥地域の地震活動. 地調報告, no. 264, p. 407-443.
- 伊藤順一・川辺禎久・星住英夫・須藤 茂・鎌田浩毅・井村隆介・堀伸三郎・服部康浩・小野晃司(1997) トレンチ調査によって把握された九重火山の小規模噴火の活動履歴. 火山, vol. 42, (印刷中).
- 岩尾雄四郎(1979) 北九州における後期新生界の層序学的研究(第I報). 佐賀大理工集報, no. 7, p. 21-40.
- 岩内明子・長谷義隆(1989) 中・北部九州後期新生代の植生と環境—その4 大山・杖立地域(下部更新統)—. 地質雑, vol. 95, p. 63-75.
- 鎌田浩毅(1985a) 熊本県宮原西方の火山岩類の層序と噴出年代—九州中北部の火山活動の時代と分布—. 地質雑, vol. 91, p. 289-303.
- (1985b) 九州中北部における火山活動の推移と地質構造. 地調報告, no. 264, p. 33-64.
- (1986a) 九州中部地熱地帯における火山岩の噴出量と化学組成の時間変化. 昭和59・60年度サンシャイン計画研究開発成果中間報告書, 国土地熱資源評価技術に関する研究, 地質調査所, p. 113-124.
- (1986b) 0.7Maを境とする火山岩の変化とテクトニクス—中部九州の火山構造性陥没地における例—. 月刊地球, vol. 8, p. 768-771.
- Kamata, H. (1987) Growth-history and geological structure of the volcano-tectonic depression in the central Kyushu, Japan. Ph.D Thesis, University of Tokyo, 336p.
- (1989a) Shishimuta caldera, the buried source of the Yabakei pyroclastic flow in the Hohi volcanic zone, Japan. Bull. Volcanol., vol. 51, p. 41-50.
- (1989b) Volcanic and structural history of the Hohi volcanic zone, central Kyushu, Japan. Bull. Volcanol., vol. 51, p. 315-332.
- 鎌田浩毅(1991) テフラの¹⁴C年代により明らかにされた九重火山の噴火史. 日本火山学会秋季大会演旨, No. 2, p. 71.
- (1992) 中央構造線の西方延長としての大分-熊本構造線の右横ずれ運動とフィリピン海プレートとの右斜め沈み込み. 地質学論集, no. 40, p. 53-63.

- 鎌田浩毅(1993a) 別府湾及び周辺地域の深部地下構造とその成因. 地質雑, vol. 99, p. 39-46.
- (1993b) 耶馬溪火砕流の噴出源としての猪牟田じょうご型カルデラーカルデラ内湖成堆積物と崩落堆積物一. 月刊地球, vol. 15, p. 691-699.
- (1995) 中部九州の火山活動とテクトニクスー島弧会合部の観点からの概説一. 月刊地球, vol. 17, p. 418-426.
- (1996a) 1995年10月の九重火山硫黄山の噴火(表紙及び見返し). 地学雑, vol. 105, no. 1.
- (1996b) 1995年10月の九重火山の噴火と完新世の降下火砕物の露頭. 地学雑(口絵), vol. 105, no. 1.
- Kamata, H. (1997) Quaternary volcanic front at the junction of the Southwest Japan Arc and the Ryukyu Arc. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.* (in press).
- 鎌田浩毅・千葉達朗(1995) 1995年10月の九重火山硫黄山の噴火(口絵). 地質雑, vol. 101, no. 12, p. XXXXIII-XXXVI.
- ・檀原 徹・林田 明・星住英夫・山下 透(1994a) 中部九州の今市火砕流堆積物と類似火砕流堆積物との対比及び噴出源の推定. 地質雑, vol. 100, p. 279-291.
- ・——— ・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二(1994b) 大阪層群アズキ火山灰および上総層群Ku6C火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比ー猪牟田カルデラから噴出したco-ignimbrite ash一. 地質雑, vol. 100, p. 848-866.
- Kamata, H., Hayashida, A. and Danhara, T. (1997) Identification of a pair of co-ignimbrite ash and underlying distal plinian ash in the Early Pleistocene widespread tephra in Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.* (in press).
- 鎌田浩毅・星住英夫(1996a) 中部九州に分布する耶馬溪火砕流堆積物ー大阪層群ピンク火山灰の給源火砕流一. 第四紀露頭集ー日本のテフラ, 日本第四紀学会, 東京, p. 92.
- ・——— (1996b) 九重火山起源の降下火砕物と広域テフラ. 第四紀露頭集ー日本のテフラ, 日本第四紀学会, 東京, p. 299.
- ・——— ・川辺禎久(1996a) 1995年10月の九重火山の噴火(表紙及び解説). 地質ニュース, no. 497.
- ・——— ・——— (1996b) 1995年10月の九重火山の噴火(口絵). 地質ニュース, no. 498.
- ・——— ・——— (1996c) 九重火山の噴火史と最近1.5万年間の噴出量の変化ー活火山地域の地質図幅調査による研究成果の一例一. 地質ニュース, no. 498, p. 36-39.
- 鎌田浩毅・星住英夫・小屋口剛博(1988) 中部九州ー中国地方西部の火山フロントの形成年代. 月刊地球, vol. 10, p. 568-574.
- Kamata, H., Johnston, D.A. and Waitt, R.B. (1991) Stratigraphy, chronology, and character of the 1976 pyroclastic eruption of Augustine volcano, Alaska. *Bull. Volcanol.*, vol. 53, p. 407-419.
- 鎌田浩毅・小林哲夫(1991) 大分県九重火山の地質と層序. 日本地質学会第98年大会演旨集, p. 384.
- ・——— (1992) 九重火山の地質と完新世における噴火活動史. 日本地質学会第99年大会演

- 旨集, p. 415.
- 鎌田浩毅・小林哲夫(1996) 九重火山の地質と噴火史. 日本地質学会第103年大会演旨集, p. 273.
- Kamata, H. and Kobayashi, T. (1997) The eruptive rate and history of Kuju volcano in Japan during the the past 15,000 years. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 76, no. 1/2 (in press)
- 鎌田浩毅・小玉一人(1993) 火山構造的陥没地としての豊肥火山地域とその形成テクトニクス—西南日本弧・琉球弧会合部におけるフィリピン海プレートの斜め沈み込み開始が引き起こした3現象—. *地質学論集*, no. 41, p. 129-148.
- Kamata, H. and Kodama, K. (1994) Tectonics of an arc-arc junction: an example from Kyusyu Island at the junction of the Southwest Japan Arc and Ryukyu Arc. *Tectonophys.*, vol. 233, p. 69-81.
- 鎌田浩毅・三村弘二(1981) インブリケーションから推定される九重火山飯田火砕流の流動方向. *火山*, 2集, vol. 26, p. 281-292.
- Kamata, H. and Mimura, K. (1983) Flow directions inferred from imbrication in the Handa pyroclastic flow deposit in Japan. *Bull. Volcanol.*, vol. 46, p. 277-282.
- 鎌田浩毅・村岡洋文(1982) 大分県中部の火山岩類のK-Ar年代. *地調月報*, vol. 33, p. 561-567.
- ・———(1984) 大分県安心院の安山岩溶岩のK-Ar年代. *地質雑*, vol. 90, p. 125-128.
- Kamata, H., Suzuki-Kamata, K. and Bacon, C.R. (1993) Deformation of the Wineglass Welded Tuff and the timing of caldera collapse at Crater Lake, Oregon. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 56, p. 253-266.
- , Uto, K. and Uchiumi, S. (1988) Geochronology and evolution of the post-Shishimuta caldera activity around the Waitasan area in the Hohi volcanic zone, Kyushu, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, vol. 33, p. 305-320.
- 鎌田浩毅・渡辺公一郎(1985) 九州中北部に分布する火山岩のK-Ar年代とフィッション・トラック年代の比較検討—火山構造的陥没地の形成開始年代—. *岩鉱*, vol. 80, p. 263-271.
- Kaneoka, I. and Suzuki, M. (1970) K-Ar and fission track ages of some obsidians from Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, p. 309-313.
- 笠間太郎(1953) 速見火山区の地質—新生代火山活動史を中心に—. *地質雑*, vol. 59, p. 161-172.
- 加藤武夫(1918) 耶馬溪及び英彦山地方地質調査報文. *震災予防調査会報告*, no. 85, 49p.
- 活断層研究会編(1991) [新編]日本の活断層—分布図と試料. 東京大学出版会, 437p.
- 川辺禎久・星住英夫・伊藤順一・鎌田浩毅(1997) 九重火山南麓に分布する九重第1降下軽石以降の小規模火砕流堆積物の¹⁴C年代. *火山*, vol. 42, (印刷中).
- 建設省土木研究所砂防研究室(1995) 久住山噴火に関する現地調査報告. *新砂防*, vol. 48, p. 63-65.
- 金原啓司(1992) 日本温泉・鉱泉分布図及び一覽. *地質調査所*, 394p.
- ・阪口圭一(1989) 日本の主要地熱地域の地質と温泉・変質帯分布. *地調報告*, no. 270, 482p.
- 木下亀城編(1961) 九州地方. *日本地方鉱床誌*, vol. 9, 朝倉書店. 695p.
- ・牟田邦彦(1952) 大分県玖珠鉱山に於ける母岩の変質に就いて(I)(II). *岩鉱*, vol. 36,

p. 93-102. p. 127-134.

- 小林哲夫(1984) 由布・鶴見火山の地質と最新の噴火活動. 地質学論集, no. 24, p. 93-108.
- ・池辺浩司(1985) 九重火山東部の地質(演旨). 火山, vol. 30, p. 310
- 古賀修一郎(1981) 大分県日田市東部の耶馬溪火砕流堆積物の記載, 岩石学的研究. 岩鉱, vol. 76, p. 161-172.
- 駒澤正夫・鎌田浩毅(1985) 豊肥地域の重力基盤構造. 地調月報, no. 264, p. 305-333.
- ・広島俊男・大久保泰邦・須田芳朗・中井順二(編)(1987) 全国重力図(ブーゲー異常図)(10万分の1). 新エネルギー総合開発機構.
- 久保寺 章・三波俊夫・里村幹夫・井上光吉(1976) 中部九州地区における重力測定値の収集と精密重力異常図の作製. 自然災害資料開析, vol. 3, p. 45-53.
- 久野 久(1954) 火山及び火山岩. 岩波全書 196, 岩波書店, 255p.
- 九州活構造研究会編(1989) 九州の活構造. 東京大学出版会, 553p.
- 町田 洋(1980) 岩戸遺跡のテフラ(火山灰).「大分県岩戸遺跡」-大分県清川村岩戸における後期旧石器文化の研究, 広雅堂書店, p. 443-453
- (1987) 広域火山灰について(コメント). 第四紀研究, vol. 25, p. 265-268.
- ・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, vol. 46, p. 339-347.
- ・———(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, vol. 17, p. 143-163.
- ・———(1983) 広域テフラと考古学. 第四紀研究, vol. 22, p. 133-148.
- ・———・百瀬 貢(1985) 阿蘇-4 火山灰-分布の広域性と後期更新世示標層としての意義-. 火山, 第2集, vol. 30, p. 49-70.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳(1991) 阿蘇火砕流のK-Ar年代. 地球化学会年会講演要旨集, 1991, p. 111.
- 松本幡郎(1974) 九重火山火砕流について. 火山, 2集, vol. 19, p. 111-119.
- 松本唯一(1918) 由布鶴見火山群. 地質雑, vol. 25, p. 487-505.
- 松本唯一(1933) 似而非阿蘇熔岩類(その二). 火山, vol. 1, no. 4, p. 1-20.
- Matumoto, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes in Kyushu. Japan. Jour. Geol. Geogr., vol. 19, spec. no., p. 1-57.
- (1963) Caldera volcanoes and pyroclastic flows of Kyusyu. Bull. Volcanol., Tome II., vol. 29, p. 401-413.
- 松本笹夫(1963) 北中部九州における後期新生代の火山活動. 九州大生産科学研報, no. 34, p. 1-10.
- ・ ・ ・ ・ (1977) 九州におけるグリーンタフ変動と島弧変動の火山活動. 地団研専報, no. 20, p. 257-264.
- (1979a) 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題. 地質学論集, no. 16, p. 127-139.
- (1979b) 本州弧・琉球弧会合部における火山活動. 地球科学, vol. 33, p. 192-199.
- (1983) 九重火山群の火山地質学的研究. 山口大学理学部地鉱教室, 91p.

- 松本僊夫(1984) 北・中部九州における後期新生代火山活動の特性—とくに地溝性陥没構造との関係—。地質学論集, no. 24, p. 199-212.
- ・林 正雄・山崎達雄(1970) 九重火山飯田軽石流の¹⁴C年代。地球科学, vol. 24, p. 190-191.
- ・西村 進・田島俊彦(1977) 九州の新生代火山岩の fission-track 年代。長崎大学教養部紀要, 自然科学, vol. 17, p. 63-75.
- ・坂田輝行・松尾孝一・林 正雄・山崎達雄(1973) 大分県九重火山北麓の火山地質。九州大生産科学研報, no. 57, p. 1-15.
- 宮久三千年(1972) 大分県の地質(新版 20 万分の 1 大分県地質図説明書)。大分県, 140p.
- Miki, S. and Kokawa, S. (1962) Late Cenozoic Floras of Kyusyu, Japan. Jour. Biol. Osaka City Univ., vol. 13, p. 65-86.
- 水垣桂子(1996) 大岳・八丁原地域周辺部(大分県九重町-熊本県小国町)の更新世火山岩類の年代。日本地熱学会誌, vol. 18, p. 117-121.
- Mogi, T. and Nakama, S. (1993) Magnetotelluric interpretation of the geothermal system of the Kuju volcano, southwest Japan. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., vol. 56, p. 297-308.
- 村山雅史・松本英二・中村俊夫・岡村 真・安田尚登・平 朝彦(1993) 四国沖ピストンコア試料を用いた AT 火山灰噴出年代の再検討—タンデロン加速器質量分析計による浮遊性有孔虫の¹⁴C 年代—。地質雑, vol. 99, p. 787-798.
- 武者金吉(1941) 増訂大日本地震史料第二巻, p. 754 (復刻版, 1975, 鳴鳳社)
- 初倉克幹・相場瑞夫・宮島吉雄・稲本 暁・藤井厚志(1979) 阿蘇カルデラ北麓および東麓の地質図。九州農政局。
- 中田節也(1995) 雲仙火山のマグマはどこからきたか。科学, vol. 65, p. 686-691.
- Nakada, S. and Kamata, H. (1991) Temporal change in chemistry of magma source under Central Kyusyu, Southwest Japan: Progressive contamination of mantle wedge. Bull. Volcanol., vol. 53, p. 182-194.
- 中田節也・渡辺一徳(1995) 九重山, 1995年10月噴火についての地質観察。火山噴火予知連絡会会報, no. 63, p. 45-47.
- ・———・渡辺一郎・本村慶信・檀原 徹(1996) 九重火山, 1995年10月-1996年1月噴火: 地質と岩石。「1995年10月九重火山の水蒸気爆発の発生機構と火山活動推移の調査研究」科研費報告書, p. 33-39.
- 中村一明・荒牧重雄・村井 勇(1963) 火山の噴火と堆積物の性質。第四紀研究, vol. 3, p. 13-30.
- 日本地熱調査会(1995) わが国の地熱発電の動向, 1995年版。83p.
- 日本地熱資源促進センター(1978) 水分峠, 地熱開発基礎調査報告書, no. 17, そのII(昭和53年度), 80p.
- 納富重雄(1920) 九重及花傘礼火山地質調査報文, 震災予防調査会報告, no. 91, 32p.
- 大分県(1983) 九重硫黄山。大分県史近世篇I, 大分県, p. 531-533.
- 岡口雅子(1978) 阿蘇火砕流堆積物中の黒曜石のフィッション・トラック年代。火山, 2集, vol. 23,

p. 231-240.

- 奥野 充・中村俊夫・鎌田浩毅・小野晃司・星住英夫(1997) 九重火山の飯田火砕流堆積物に関連する試料の加速器¹⁴C年代. 名古屋大学加速器質量分析計業績報告書(VIII)(印刷中).
- 大森房吉(1918) 日本噴火志(上編). 震災予防調査会報告, no. 86, p. 203.
- 大村明雄・河合貞行・玉生志郎(1988) ²³⁸U-²³⁰Th放射非平衡系による火山噴出物の年代測定. 地調月報, vol. 39, p. 559-572.
- 小野晃司(1963) 5万分の1地質図幅「久住」及び同説明書. 地質調査所, 124p.
- (1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質雑, vol. 71, p. 541-553.
- (1984) 阿蘇火山, 火砕流堆積物とカルデラ. アーバンクボタ, no. 22, p. 42-45.
- ・松本権夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977) 竹田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 145p.
- ・曾屋龍典・三村弘二(1981) 日本の火山(第2版). 地質調査所.
- ・渡辺一徳(1974) Aso-2火砕流堆積物の二次流動. 火山, 2集, vol. 19, p. 93-110.
- ・———(1983) 阿蘇カルデラ. 月刊地球, vol. 5, p. 73-82.
- ・———(1985) 阿蘇火山地質図. 火山地質図4, 地質調査所.
- ・———・星住英夫・高田英樹・池辺伸一郎(1995) 阿蘇火山中岳の灰噴火とその噴出物. 火山, vol. 40, p. 133-151.
- 大沢信二ほか(1994) 大分県内の泉質分類と泉質分布図の作製. 大分温泉調査研究会報告, no. 45, p. 25-37.
- 太田岳洋(1991) 九重火山群, 東部及び中部域の形成史. 岩鉱, vol. 86, p. 243-263.
- 太田良平・松野久也・西村嘉四郎(1968) 熊本県岳の湯および大分県大岳付近地質調査報告. 地調報告, vol. 19, p. 481-486.
- 酒井 彰・寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・坂巻幸雄(1993) 三重町地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 115p.
- Shackleton, N. J., Berger, A., and Peltier, W. R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. Trans. Roy. Soc. Edinburgh Earth Sci., vol. 81, p. 251-261.
- 笹田政克(1984) 豊肥地熱地域の基盤地質構造. 地熱, no. 21, p. 1-11.
- (1987) 豊肥地域の先第三紀基盤岩類. 地調月報, vol. 38, p. 385-422.
- 千藤忠昌(1965) 阿蘇火山. 日本地学教育学会, 30p.
- 新エネルギー総合開発機構(1988) 久住地域(第2次). 地熱開発促進調査総合解析報告書, no. 18, 239p.
- 新エネルギー産業技術総合開発機構(1989) 昭和63年度全国地熱資源総合調査(第3次)広域熱水流動系調査, 鶴見岳地域, 火山岩分布・年代調査報告書要旨. 133p.
- Smith, R. L. (1960) Zones and zonal variations in welded ash flows. U. S. Geol. Surv. Professional Paper, no. 354-F, p. 149-159.

- 角 清愛(1975) 日本温泉・鉱泉一覧. 地質調査所, 134p.
- 須藤靖明(1993) 中部九州地域の火山周辺の地震活動とそのテクトニクス. 地質学論集, no. 41, p. 19-34.
- (1996) 九重火山の火山活動—これまでの活動経過—.「1995年10月九重火山の水蒸気爆発の発生機構と火山活動推移の調査研究」科研費報告書, p. 1-13.
- ・岡本 茂・筒井智樹(1996) 九重火山地域における地震波減衰構造. 火山, vol. 41, p. 11-22.
- (1985) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代と古地磁気. 地調月報, vol. 36, p. 119-136.
- Suzuki - Kamata, K. and Kamata, H. (1990) The proximal facies of the Tosu pyroclastic-flow deposit erupted from Aso caldera, Japan. Bull. Volcanol., vol. 52, p. 325-333.
- and Ui, T. (1982) Grain orientation and depositional ramps as flow direction indicators of a large-scale pyroclastic flow deposit in Japan. Geology, vol. 10, p. 429-432.
- Suzuki-Kamata, K. and Ui, T. (1988) Depositional ramps: asymmetrical distribution structure in the Ata pyroclastic flow deposit, Japan. Bull. Volcanol., vol. 50, p. 26-34.
- Taguchi, S. and Nakamura, M. (1991) Subsurface thermal structure of the Hatchobaru geothermal system, Japan, determined by fluid inclusion study. Geochem. Jour., vol. 25, p. 301-314.
- 田島靖久(1995) Aso-1A噴火層序とその堆積過程. 地球惑星科学関連学会1995年合同大会予稿集, B12-08, p. 78.
- 高島 勲(1972) 熊本県岳の湯地熱地帯の岩石の変質. 地調月報, vol. 23, p. 721-728.
- (1974) 熊本県岳の湯地域の地質構造および地熱活動の年代について. 地調月報, vol. 25, p. 257-262.
- 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. 地質学会第85年学術大会講演要旨, p. 310.
- (1985) 豊肥地熱地域の層序と地質構造—主に坑井データに基づいて—. 地調報告, no. 264, p. 115-142.
- ・糟谷正雄(1983) 豊肥地熱地域のボーリング・コアのフィッション・トラック年代(その1). 地調月報, vol. 34, p. 455-469.
- 田村昇市(1967) 九重山周辺における火山灰土の分布と類別・命名法. 日本土壤肥科学雑誌, vol. 38, p. 443-448.
- (1975) 九州地方の火山灰分布と降下年代について. 日本土壤肥料科学雑誌講演要旨集, vol. 21, p. 9-31.
- 寺岡易司・宮崎一博・星住英夫・吉岡敏和・酒井 彰・小野晃司(1992) 犬飼地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 129p.
- ・奥村公男・村田明広・星住英夫(1990) 佐伯地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 78p.
- 通商産業省(1979) 昭和53年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書—豊肥地域重力探査. 79p.

- 通商産業省(1980) 昭和54年度大規模深部地熱発電所環境保全実証調査報告書—豊肥地域地質構造調査. 62p.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1991) 九州中部地域. 平成2年度広域地質構造調査報告書, 293p.
- 梅木秀徳(1987) 大分の山—大分県主要山岳丘陵一覧—(第1版). 大分市(個人出版), 181p.
- 宇都浩三・須藤 茂(1985) 豊肥地熱地域の火山岩のK-Ar年代. 地調報告, no. 264, p. 67-83.
- Walker, G.P.L., Self, S and Froggatt, P.C. (1981) The ground layer of the Taupo ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, vol. 10, p. 1-11.
- Watanabe, K. (1978) Studies on the Aso pyroclastic flow deposits in the region to the west of Aso caldera, Southwest Japan, I: Geology. *Mem. Fac. Educ., Kumamoto Univ., Nat. Sci.*, no. 27, p. 97-120.
- 渡辺一徳・小野晃司(1969) 阿蘇カルデラ西側, 大峰付近の地質. *地質雑*, vol. 75, p. 365-374.
- ・———・奥村公男(1983) 阿蘇火砕流堆積物のプルアパート構造と本質レンズのしぼり出し現象. *火山*, 2集, vol. 28, p. 87-99.
- 渡辺公一郎・林 正雄(1983) 中部九州のいわゆる日向神溶岩のフィッション・トラック年代. *岩鉱*, vol. 78, p. 65-69.
- ・———・石橋 澄(1981) 中部九州に分布する筑紫溶岩のフィッション・トラック年代と岩石学的性質. 昭和56年度三鉱学会講演要旨, p. 102.
- Watanabe, K., Hayashi, M. and Fujino, T. (1987) Fission track age of volcanoes in the Kuju Volcanic Region in relation to geothermal activity. *Jour. Geotherm. Res. Soc. Japan*, vol. 9, p. 207-217.
- Williams, H. (1941) Calderas and their origin. *California Univ. Dept. Geol. Sci. Bull.*, vol. 25, no. 6, p. 239-346.
- Wright, T.L. (1968) X-ray and optical study of Alkali Feldspar: II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ values for three reflections. *Amer. Mineral.*, vol. 53, p. 88-104.
- 山田 裕(1967) 土色に関する研究. *農技研*, 化学部土壌3科, 昭和41年度研究成績, p. 3-11.
- 山上万次郎(1896) 20万分の1地質図幅「大分」及び同説明書. *地質調査所*, 81p.
- 山崎達雄・松本権夫(1967) 九重火山大岳地熱帯および周辺の地質(第1報). *九州大生産科学研報告*, no. 44, p. 47-53.
- 矢野雄策・鎌田浩毅・小川克郎(1987) 基盤傾斜部上部の高温熱水系の形成条件について—中部九州, 猪牟田カルデラのモデル化—. *石油技術協会誌*, vol. 52, p. 399-412.
- 横山勝三(1995) 九重火山の地形・地質, 火山活動に関する文献目録. *熊本地学会誌*, no. 109, p. 10-13.
- 湯原浩三・江原幸雄・海江田秀志・永田 進・北里 昭(1983) 熊本県岳湯地熱地域の地下熱構造. *日本地熱学会誌*, vol. 4, p. 167-185.
- 由佐悠紀(1988) くじゅう地域の温泉. 阿蘇くじゅう地域学術調査報告書, 大分県, p. 21-24.

付表 A-1 宮原地域の年代測定値

No	地層岩体名	年代値	帯磁方向	手法	岩石名	測定対象	産地	文献	原著試料番号
〈白亜系〉									
1	合戦群花崗岩類	80.7		K-Ar	白雲母含有黒雲母花崗岩	bi	南小国町合戦群の南南東	通商産業省(1980)	DA-32-3,55m
2	〃	108		〃	白雲母含有黒雲母トータル岩	〃	〃	笹田(1987)	DA-32-3,131
3	合戦群変成岩類	82.6±4.1		〃	雲母片岩	〃	〃	通商産業省(1980)	7912301KA1
4	〃	77		〃	雲母片岩	〃	〃	〃	DA-32-3,152
〈新第三系〉									
5	吉ノ本安山岩	2.6±0.3	N	K-Ar	黒雲母含有単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩	WR	南小国町城尾岳	鎌田(1985a)	K1007
6	〃	2.7±0.3	N	〃	〃	〃	上津江村吉ノ本	〃	K1100
7	〃	2.8±0.3		〃	単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩	〃	南小国町中湯田の西	〃	K1054
8	〃	2.6±0.2	N	〃	〃	〃	上津江村若林	〃	K1098
9	〃	2.5±0.2	R	〃	〃	〃	南小国町中湯田	〃	K1015
10	〃	2.6±0.3		〃	〃	〃	南小国町玉来	〃	K1009
11	吉ノ本安山岩(岩脈)	2.9±0.6		〃	〃	〃	南小国町矢田原の南	鎌田(1986a)	K1291B
〈第四系下部更新統〉									
12	上滴水安山岩	1.3±0.2	R	K-Ar	普通角閃石斜方輝石単斜輝石安山岩	WR	小国町鈴ヶ岳の北	鎌田(1985a)	K1070
13	〃	1.7±0.3		〃	〃	〃	小国町上滴水	〃	K1086
14	山甲川流紋岩	1.2±0.2	R	FT	黒雲母流紋岩	zr	小国町築瀬の北	新出値	K3181
15	〃	1.15±0.06	R	K-Ar	〃	WR	〃	鎌田(1986a)	K2135
16	〃	0.9±0.2	R	〃	〃	〃	小国町下巢牧場の東	鎌田(1985a)	K1075
〈第四系中部更新統〉									
17	大岳安山岩	0.96±0.19	N	K-Ar	普通角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩	WR	九重町大岳の西	Kamata <i>et al.</i> (1988)	K1473
18	〃	0.82±0.18		FT	〃	zr	九重町八丁原	渡辺ほか(1981)	TK-3
19	大観望安山岩	0.8±0.2	N	K-Ar	斜方輝石単斜輝石安山岩	WR	阿蘇町大観望の西	鎌田(1985a)	K298
20	柴やかた峠安山岩	0.54±0.03	N	〃	普通角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩	〃	九重町下畑の西	鎌田(1985b)	(29) K-27
21	〃	0.68±0.02		〃	かんらん石斜方輝石単斜輝石安山岩	〃	九重町天ヶ谷貯水池の北	〃	(34) K-20
22	〃	0.7±0.4		〃	普通角閃石含有斜方輝石単斜輝石安山岩	〃	九重町柴やかた峠の東	鎌田・村岡(1982)	K80021321
23	〃	0.63±0.02		〃	〃	〃	九重町柴やかた峠の北東	鎌田(1985b)	(31) K-19

付表 A-1 つづき

No	地層岩体名	年代値	帯磁方向	手法	岩石名	測定対象	産地	文献	原著試料番号
24	〃	0.66±0.02	N	〃	〃	〃	九重町柴やかた峠の西	〃	(32)K-28
25	〃	0.61±0.05		〃	〃	〃	九重町涌蓋中岳の北西	鎌田(1986a)	K215
26	〃	0.52±0.04		〃	〃	〃	九重町岐湯	〃	K2092
27	コトバキ山安山岩	0.5±0.7	N	〃	かんらん石含有斜方輝石単斜輝石安山岩	〃	南小国町コトバキ山	Kamata <i>et al.</i> (1988)	K2243
28	〃	4.7±1.1	N	〃	〃	〃	南小国町コトバキ山	〃	K1421
29	〃	0.7±0.2	N	〃	〃	〃	南小国町長迫	鎌田(1986a)	K1489
30	みそこぶし山溶岩	0.7±0.4	N	〃	かんらん石含有単斜輝石斜方輝石 普通角閃石安山岩	〃	九重町みそこぶし山北東	Kamata <i>et al.</i> (1988)	K1485
31	山川岩屑なだれ堆積物	0.58±0.11		K-Ar	普通角閃石安山岩塊	WR	小国町山川の西	宇都・須藤(1985)	HM50
32	〃	0.58±0.05		〃	〃	〃	小国町山川の東	鎌田(1986a)	K2053
33	〃	0.53±0.07		〃	〃	〃	小国町寺尾野	〃	K2150
34	一目山溶岩	0.58±0.04	N	〃	単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩	〃	南小国町一目山の南	Kamata <i>et al.</i> (1988)	K1456
35	涌蓋中岳安山岩	0.61±0.19	N	〃	〃	〃	九重町涌蓋中岳の北	〃	K1780A
36	涌蓋山安山岩	0.45±0.05	N	〃	〃	〃	九重町涌蓋山の北西	鎌田(1985b)	(42)K-14N
37	〃	0.42±0.04	N	〃	〃	〃	〃	〃	(43)K-15N
38	〃	0.41±0.02		〃	〃	〃	九重町涌蓋山の南東	〃	(44)K-22
39	〃	0.57±0.27		〃	〃	〃	九重町涌蓋山の南西	宇都・須藤(1985)	S1867
40	寺尾野溶岩	0.41±0.03		〃	かんらん石含有単斜輝石斜方輝石 普通角閃石安山岩	〃	小国町寺尾野の南東	Kamata <i>et al.</i> (1988)	K2155
41	〃	0.42±0.04		K-Ar	〃	WR	小国町寺尾野の東	鎌田(1986a)	K2160
42	名原東溶岩	0.37±0.06	N	〃	かんらん石単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩	〃	小国町名原の東	Kamata <i>et al.</i> (1988)	K1358
43	朝日台溶岩	0.38±0.02	N	〃	単斜輝石斜方輝石普通角閃石安山岩	〃	九重町釜ノ口	鎌田(1985b)	(47)K-1N
44	〃	0.42±0.04	N	〃	〃	〃	九重町朝日台の南	〃	(48)K-2
〈第四系上部更新統〉									
45	獅師山溶岩	0.18±0.07		FT	斜方輝石単斜輝石普通角閃石安山岩	zr	獅師山山頂	Watanabe <i>et al.</i> (1987)	H256
46	合頭山溶岩	0.11±0.03		〃	〃	zr	合頭山山頂	〃	H257
47	寒ノ地獄火砕流堆積物	15,320±790		¹⁴ C	斜方輝石普通角閃石デイサイト		九重町安川(久住図幅)	Kamata and Kobayashi(1997)	

宮原地域の火成岩の年代値をまとめた。岩石名と産地名は原著を一部修正した。FT：フィッシュン・トラック法、年代値の単位はK-Ar法とFT法ではMa、¹⁴C法ではyr.B.P. N：正帯磁 R：逆帯磁
zr：ジルコン bi：黒雲母 WR：全岩

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1:50,000

Fukuoka (14) No.85



GEOLOGY

OF THE

MIYANOHARU DISTRICT

By

Hiroki KAMATA

(Written in 1996)

(ABSTRACT)

The Miyanoharu district is located within the central Kyushu volcanic belt of the Hohi volcanic zone which traverses Kyushu Island in an ENE-WSW orientation. This volcanic zone is composed of Cenozoic volcanic rocks, which overlie pre-Tertiary basement rocks. The geology of the Miyanoharu district is summarized in Table 1. Most geologic units in this district are volcanic rocks with minor amounts of sedimentary rock of Cenozoic age. The pre-Tertiary basement of Cretaceous granitic and metamorphic rocks is exposed only in very small areas.

CRETACEOUS ROCKS

Cretaceous rocks include the Kashinomure Granitic and Metamorphic Rocks. They are very sparsely distributed in the southern part of the Miyanoharu district. The Kashinomure Metamorphic Rocks comprise mica schist and hornblende schist, and are dated at 83-77 Ma by the K-Ar method. The Kashinomure Granitic Rocks comprise medium-grained muscovite-bearing biotite granite and granodiorite. They are dated at 108-81 Ma by the K-Ar method.

Table 1 Summary of the geology of the Miyanoharu district.

Geologic Age		Stratigraphy		Main Facies	Dating (Ma)	
Quaternary	Holocene	Alluvium		Gravel, sand, silt, and volcanic ash		
		Volcanic fan deposits		Gravel, sand, and volcanic ash		
	Middle-Late Pleistocene	Kuju Volcanic Products	N	Lava, pyroclastic rocks, vitric ash and pumice (hb-an)		
		Aso-1, 2, 3, 4 PFD	N	Welded tuff and vitric ash and pumice	0.3/0.14/0.12/0.09	
	Middle Pleistocene	Waiata Volcanic Products	Asahidai Lava	N	Lava (hornblende dacite)	0.38-0.42
			Kohagiyama Lava		Lava (hornblende andesite)	
			Nabaruhigashi Lava	N	Lava (hornblende andesite)	0.37
			Teraono Lava		Lava (hornblende andesite)	0.41
			Waitazan Andesite	N	Lava with pyroclastic rocks (hb-an)	0.42-0.57
			Waiata-Nakadake Andesite	N	Lava with pyroclastic rocks (hb-an)	0.6
			Hitomeyama Lava	N	Lava (hornblende andesite)	0.58
			Yamakawa Debris Avalanche		Debris (mainly rocks of Misokobushiyama Lava)	
			Misokobushiyama Lava	N	Lava (hornblende andesite)	0.7
			Kotobakiyama Andesite	N	Lava with pyroclastic rocks (px-an)	
			Shibayakata-toge Andesite	N	Lava (pyroxene andesite)	0.54-0.7
			Daikanbo Andesite	N	Lava (pyroxene andesite)	0.8
			Tsuetate Formation		Sand, silt, ash, and pumice	
	Early Pleistocene		Otake Andesite	N	Lava (pyroxene andesite)	0.82-0.96
			Yabakei PFD	N	Welded tuff (hornblende dacite)	0.99-1.04
			Yamakogawa Rhyolite	R	Lava with pyroclastic rocks (biotite rhyolite)	0.9-1.2
		Kamitarumizu Andesite	R	Lava (pyroxene andesite)	1.3-1.7	
Neogene	Plioc.	Yoshinomoto Andesite	N, R	Lava with pyroclastic rocks (hb-an)	2.5-2.8	
Cretaceous		Kashinomure Granitic Rocks		Granite, granodiorite, and mica schist	77-108	

N: Normal polarity, R: Reversed polarity, PFD: Pyroclastic Flow Deposit. hb: hornblende, px: pyroxene, an: andesite.

NEOGENE

The Neogene rocks comprise the Yoshinomoto Andesite, which is of Pliocene age. The Yoshinomoto Andesite is distributed broadly in the western part of the Miyanoharu district. These rocks are mainly composed of thick piles of lava flows of biotite-bearing pyroxene hornblende andesite. They are also associated with a lesser amount of pyroclastic rocks of the same lithology as the lavas. The Yoshinomoto Andesite gives K-Ar ages

of 2.9-2.5 Ma. These volcanic rocks are thought to have been erupted through fissures whose strikes are in an E-W orientation.

LOWER PLEISTOCENE

Lower Pleistocene volcanic rocks comprise the Kamitarumizu Andesite, the Yamakogawa Rhyolite, and the Yabakei Pyroclastic Flow Deposit. The Kamitarumizu Andesite is composed of hornblende-pyroxene andesite as thick lava flows, with a subordinate amount of pyroclastic rocks. It gives K-Ar ages of 1.3-1.7 Ma. The Yamakogawa Rhyolite is mostly composed of hornblende-biotite rhyolite as thick lava flows, with lithologically identical non-welded pyroclastic-flow deposits. Some parts of the lava-flows of the Yamakogawa Rhyolite are interpreted to originate from secondary flowage of welded tuffs. The Yamakogawa Rhyolite gives K-Ar and fission-track ages of 0.9-1.2 Ma. The Yabakei Pyroclastic Flow Deposit is a welded tuff deposit of a large-scale pyroclastic flow composed of pyroxene-hornblende dacite. It erupted at about 1 Ma from the source Shishimuta caldera, which is located on the northeast part of the Miyanoharu district and is now buried.

MIDDLE PLEISTOCENE

The middle Pleistocene of the Miyanoharu district consists of four andesite lava flows (the Otake, Daikanbo, Shibayakata-toge, and Kotobakiyama Andesites), one sedimentary rock unit (Tsuetate Formation), and one composite volcano group of the Waita Volcanic Products.

The Otake Andesite is composed of hornblende-bearing pyroxene andesite occurring as highly dissected, thick lava flows. It gives K-Ar ages of 0.82-0.96 Ma. The Tsuetate Formation comprises intercalations of sand, silt, volcanic ash and pumice. The Daikanbo Andesite comprises pyroxene andesite lava flows dated at 0.8 Ma. The Shibayakata-toge Andesite comprises hornblende-olivine-bearing pyroxene andesite lava flows with mesas. It gives K-Ar ages of 0.54-0.7 Ma. The Kotobakiyama Andesite comprises olivine-bearing pyroxene andesite lava flows with intercalated pyroclastic rocks. It is a small-scale strato-volcano.

The Waita Volcanic Products comprise many andesitic lava flows and one debris avalanche deposit, as follows: The Misokobushiyama Lava comprises quartz-olivine-bearing pyroxene-hornblende andesite lava flows. It has been dissected by some horseshoe-shaped craters, and is dated at about 0.7 Ma. The Yamakawa Debris Avalanche Deposit is mainly composed of mega blocks of pyroxene-hornblende andesite and altered andesite of a similar lithology in a fragmented matrix. The Hitomeyama Lava comprises quartz-bearing pyroxene-hornblende andesite lava flows dated at 0.58 Ma. The Waita-Nakadake Andesite is composed of quartz-bearing pyroxene-hornblende andesite lava flows and intercalated pyroclastic rocks. It is a part of a small-scale stratovolcano and gives a K-Ar age of 0.6 Ma. The Waitazan Andesite comprises quartz-bearing pyroxene-hornblende andesite lava flows and pyroclastic rocks. It is a small-scale stratovolcano with a cone shape and gives K-Ar ages of 0.42-0.57 Ma. The Teraono Lava comprises a quartz-olivine-bearing pyroxene-hornblende andesite thick lava flow dated at 0.41 Ma. The

Nabaru-higashi Lava comprises a quartz-bearing olivine-pyroxene-hornblende andesite thick lava flow dated at 0.37 Ma. The Kohagiyama Lava comprises an andesite lava flow with mineral assemblages identical to those in the Hitomeyama Lava. The Asahidai Lava, which is a part of the Noinedake-Hanamurayama Volcano Group in the Beppu district, comprises biotite-bearing pyroxene-hornblende dacite lava flows dated at 0.38-0.42 Ma.

UPPER PLEISTOCENE AND HOLOCENE

The upper Pleistocene and Holocene rocks consist of the Aso Volcanic Products, the Kuju Volcanic Products, volcanic fan deposits, and alluvium. The Aso Volcanic Products are widely distributed on the northern part of Aso caldera in the western and southern part of the Miyanakaru district. The Aso Volcanic Products are intercalated with the Kuju Volcanic Products. The Aso-1 Pyroclastic Flow Deposit is a densely welded tuff of pyroxene dacite. The Aso-2A Pyroclastic Flow Deposit is a welded tuff of aphyric dacite. The Aso-2B Pyroclastic Flow Deposit is a non-welded deposit of vitric ash and black scoria together with a welded tuff of aphyric andesite. The Aso-3A Pyroclastic Flow Deposit is a non-welded deposit of vitric ash and banded pumice of pyroxene-bearing dacite. The Aso-3C Pyroclastic Flow Deposit is a non-welded deposit of vitric ash and porphyritic scoria of pyroxene-bearing andesite. The Aso-4A Pyroclastic Flow Deposit is composed of non-welded vitric ash, gray pumice and welded tuff of pyroxene-hornblende dacite composition. The Aso-4T Pyroclastic flow Deposit is a non-welded deposit of vitric ash with orange well-vesiculated pumice of pyroxene-hornblende dacite composition. The Aso-4B Pyroclastic Flow Deposit is densely welded tuff of pyroxene-hornblende dacite with mesas. The Aso-1, the Aso-2, the Aso-3, the Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits were emplaced at 0.3 Ma, 0.14 Ma, 0.12 Ma and 0.09 Ma, respectively.

The Kuju Volcanic Products consist of lava domes, lava flows and pyroclastic flow deposits. The Miyagi Pyroclastic Flow Deposit is a non-welded deposit of vitric ash and pumice of biotite-bearing pyroxene-hornblende dacite composition. The Ryoshiyama, Gotozan, Kuroiwayama Lavas are biotite-bearing pyroxene-hornblende andesite lava domes and lava flows. The Bungonowatashi Pyroclastic Flow Deposit is a non-welded deposit of vitric ash, lava and pumice of hornblende andesite composition. The Kutsukeyama Lava is composed of pyroxene-hornblende andesite lava domes and lava flows. The Handa Pyroclastic Flow Deposit is a non-welded vitric ash and pumice of pyroxene-hornblende dacite. It has a bulk volume of 5 km³ and was emplaced at about 50 ka. The Shirani Pyroclastic Flow Deposit is a non-welded nuee-ardente-type deposit of pyroxene-hornblende dacite. The Inabagawa Mudflow Deposit overlies the Handa and Shirani deposits. The reworked deposit of the KJP1 Pumice Fall Deposit comprises loose deposits of pumice and vitric ash of pyroxene-hornblende dacite. The Kannojigoku Pyroclastic Flow Deposit is composed of non-welded deposits of vitric ash and pumice of pyroxene-hornblende dacite composition. The Tenbodai Lava comprises lava flows of quartz-bearing pyroxene-olivine-hornblende andesite. The Kujusan Lava comprises lava flows of quartz-olivine-biotite-bearing pyroxene-hornblende andesite. The Hossho-Kita Lava is composed of lava flows of quartz-olivine-biotite-bearing pyroxene-hornblende andesite. The Yuza-wayama Lava comprises thick lava flows of pyroxene-hornblende andesite. The Mima-

tayama Lava is composed of lava domes and lava flows of pyroxene-hornblende andesite. The Hosshozan Lava comprises lava domes and lava flows of pyroxene-hornblende andesite. The Kuju-Nakadake Lava comprises lava domes of pyroxene-hornblende andesite.

The Matsunodai Debris Avalanche Deposit is mainly composed of mega blocks of hornblende andesite lava and a fragmented matrix of similar lithology. The Sensuizan Lava consists of lava domes and lava flows of pyroxene-hornblende andesite. The Iwaigodake, Ogigahana and Hizengajo Lavas comprise lava domes of pyroxene-bearing biotite-hornblende dacite with mesas.

Volcanic fan deposits occur at the base of steep slopes. They comprise gravel, sand and volcanic ash. Alluvium is developed in small areas at the bottom of some valleys. Several normal faults are developed in the northeast of the Miyanoharu district. The Shibayakata-toge Lava is cut by the Amagaya-ike fault which has produced a 50 m scarp. The Waita-Nakadake Fault is a normal fault and is situated at the southern margin of the Waita-Nakadake Andesite. It displays more than 80 m of vertical displacement.

East-west trending lineaments are detected by aerial photographic interpretation. They are developed on the lava flows and pyroclastic-flow deposits around the Kuju volcano and on the Handa and Aso-4 Pyroclastic Flow Deposits, although fault exposures were not recognized.

ECONOMIC GEOLOGY

The Miyanoharu district is rich in geothermal resources. There are more than 20 hot springs in the district and all of them are used as resort areas. Considerable effort by private companies and government agencies has been extended for more than 30 years to generate electricity by geothermal energy, and 3 power plants are active in the Otake, Hatchobaru, and Takenoyu areas. There are several epithermal FeS₂ deposits in the Miyanoharu district. All of them are small-scale and have not been worked for more than 40 years. There are many white altered zones and other altered zones related to acidic mineralization in the Miyanoharu district. At Iozan, on the northeastern flank of the Hosshozan Lava, native sulfur was mined for more than 300 years. The production of sulfur ceased in 1983 because of the declining price due to the extraction of sulfur from oil.

文献引用例

鎌田浩毅(1997) 宮原地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 127 p.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCE

Kamata, H. (1997) *Geology of the Miyanoharu district*. With Geological Sheet Map at 1:50,000, Geol. Surv. Japan, 127 p. (in Japanese with English abstract 5 p.).

平成 9 年 2 月 26 日 印 刷

平成 9 年 3 月 3 日 発 行

通商産業省工業技術院 地 質 調 査 所

〒305 茨城県つくば市東1丁目1-3

印 刷 者 稲 葉 重 郎

印 刷 所 株 式 会 社 イ セ プ

茨城県つくば市天久保2-11-20

©1997 Geological Survey of Japan