

550.85(084.32)(522.6)[1:50,000](083)

地域地質研究報告

5万分の1図幅

鹿児島(15)第23号

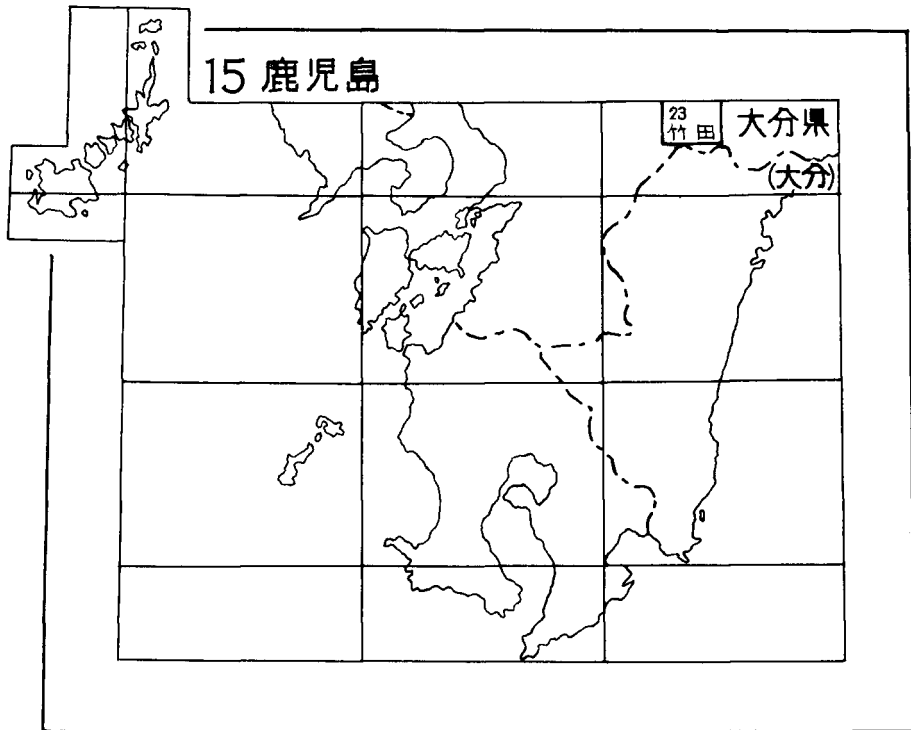
竹田地域の地質

小野晃司・松本徹夫・宮久三千年
寺岡易司・神戸信和

昭和52年

地質調査所

位置図



() は 1 : 200,000 図幅名

目 次

I. 地 形	2
II. 地質概説	8
III. 古 生 界	14
III. 1 秩父帯の古生界	14
III. 1. 1 塩基性変成岩類	14
III. 1. 2 圧碎花崗岩	16
III. 1. 3 シルル系(九折層)	17
III. 1. 4 上部古生層	19
III. 1. 4. 1 清川地区の上部古生層	19
III. 1. 4. 2 九折地区の上部古生層	21
III. 1. 5 超塩基性岩類	22
III. 2 朝地変成岩類	24
IV. 中 生 界	25
IV. 1 土岩層	25
IV. 2 湯ノ迫の白亜紀層	26
IV. 3 大野川層群	26
IV. 3. 1 層 序	26
IV. 3. 2 粗粒碎屑岩の組成	30
IV. 3. 3 対 比	30
V. 第 三 系	32
V. 1 見立層	32
V. 2 祖母山火山岩類	32
V. 2. 1 前期火山岩類	39
V. 2. 1. 1 第I期火山岩類	39
V. 2. 1. 2 第II期火山岩類	43
V. 2. 1. 3 第III期火山岩類	44
V. 2. 2 後期火山岩類	50
V. 2. 2. 1 第IV期火山岩類	50
V. 2. 2. 2 第V期火山岩類	54
V. 2. 2. 3 第VI期火山岩類	58
V. 2. 3 傾山カルデラと尾平断層	60
V. 3 新第三紀酸性貫入岩類	61
V. 3. 1 珪長岩	62
V. 3. 2 細粒花崗閃緑岩	64
V. 3. 3 花崗斑岩・石英斑岩	64
V. 3. 4 黒雲母花崗岩	66
V. 3. 5 花崗岩体の形態と分布	68
V. 4 三宅山火砕流	68
V. 5 鮮新世火山岩類	69
V. 5. 1 大渡溶岩	69

V. 5. 2 小園火砕流	70
V. 6 平石礫層	70
VI. 第四系	71
VI. 1 更新世前期火山岩類	71
VI. 1. 1 今市火砕流	71
VI. 1. 2 河原立火砕岩	72
VI. 1. 3 下荻岳溶岩	72
VI. 1. 4 鷹匠町火砕流	73
VI. 2 阿蘇火山噴出物	74
VI. 2. 1 Aso-1 火砕流	82
VI. 2. 2 Aso-1 とAso-2 との間の降下火砕物	85
VI. 2. 3 玉来川溶岩	86
VI. 2. 4 Aso-2 サイクルの噴出物	87
VI. 2. 5 Aso-2 とAso-3 との間の降下火砕物	90
VI. 2. 6 Aso-3 サイクルの噴出物	90
VI. 2. 7 Aso-3 とAso-4 との間の降下火砕物	100
VI. 2. 8 Aso-4 火砕流	104
VI. 2. 9 中央火口丘降下火山灰	118
VI. 3 九重火山噴出物	120
VI. 3. 1 宮城火砕流	120
VI. 3. 2 下坂田火砕流	121
VI. 3. 3 稲葉川泥流	122
VI. 4 沖積層	123
VII. 応用地質	123
VII. 1 錫・亜鉛・硫化鉄などの非鉄金属鉱床	123
VII. 2 マンガン鉱床	130
VII. 3 非鉄金属鉱床	131
VII. 4 石材・砕石	132
文献	132
Abstract	138

付図・付表・図版目次

第1図 竹田図幅地域付近の地形略図	2
第2図 (祖母・傾山地地形写真)	3
第3図 (火砕流段丘の地形写真)	4
第4図 (火砕岩台地地形写真)	5
第5図 (")	5
第6図a・b (火砕岩台地空中写真)	6-7
第7図 (法師山地地形写真)	8
第8図 竹田図幅地域付近の地質図	9

第9図	竹田地域の地質図	10-11の間
第10図	奥岳川上流地域の地質図	14-15の間
第11図	奥岳川上流地域基盤岩の地質断面図	15
第12図	(圧碎花崗岩と九折層の接触部スケッチ)	16
第13図	(古生層ホルンフェルスの標本写真)	21
第14図	(超塩基性岩の露頭スケッチ)	22
第15図	宇曾層・霊山層および奥河原内層の層序断面図	27
第16図	竹田図幅地域の大野川層群層相図	26-27の間
第17図	(霊山層礫岩の露頭写真)	29
第18図	霊山・奥河原内両層の砂岩組成	31
第19図	(祖母山付近地形写真)	34
第20図	(傾山付近地形写真)	35
第21図	祖母山前期火山岩類の地表・ボーリング柱状図	40
第22図a・b	(祖母山火山岩類顕微鏡写真)	42
第23図a・b	(")	45
第24図	(祖母山火山岩類露頭写真)	46
第25図	(")	46
第26図	(祖母山火山岩類顕微鏡写真)	48
第27図	(")	49
第28図	(")	52
第29図	(")	53
第30図	(")	57
第31図	(")	57
第32図	(")	59
第33図	(珪長岩露頭写真)	62
第34図	(")	63
第35図	(鷹匠町火砕流とAso-1 火砕流の接触部露頭写真)	73
第36図	竹田市街付近の地質図	77
第37図	竹田図幅地域および付近のボーリング柱状図	78
第38図	竹田図幅地域のボーリング柱状図	79
第39図	Aso-1 火砕流の分布と厚さ	82
第40図	Aso-1 の柱状図	83
第41図	(Aso-1 の露頭写真)	84
第42図	玉来川溶岩の分布	86
第43図	Aso-2 サイクル噴出物の各サブユニットの関係	87
第44図	Aso-2 火砕流の分布と厚さ	88
第45図	Aso-2T 降下スコリア層の厚さ	89
第46図	Aso-2 とAso-3 との間の降下火砕物の柱状図	91
第47図	P 降下軽石層の厚さ	92
第48図	Q 降下火山灰層の厚さ	92
第49図	Aso-3 火砕流の柱状図	93
第50図	Aso-3W 降下軽石層の厚さ	94
第51図	(Aso-3 火砕流の露頭スケッチ)	95

第52図	(Aso-3 火砕流の露頭スケッチ)	95
第53図	(Aso-3 火砕流の露頭写真)	97
第54図	(")	97
第55図	(")	98
第56図	Aso-3 とAso-4 との間の降下火砕物の柱状図	101
第57図	第56図の柱状図の位置図	102
第58図	a・b・c・d・e Aso-3 とAso-4 との間の降下火砕物の厚さ	102-103
第59図	(Aso-3 とAso-4 との間の降下火砕物の露頭写真)	104
第60図	Aso-4A 火砕流の非溶結・溶結部とAso-4B 火砕流の関係を示す模式図	106
第61図	(竹田市街北東方の空中写真)	107
第62図	Aso-4A 異質角礫火砕流の厚さと最大粒径	108
第63図	(Aso-4 火砕流の露頭写真)	109
第64図	(")	110
第65図	(")	111
第66図	(")	111
第67図	(")	112
第68図	(")	113
第69図	(")	114
第70図	(")	115
第71図	(")	117
第72図	(Aso-4 火砕流と阿蘇火山中央火口丘降下火山灰層の露頭写真)	119
第73図	(宮城火砕流の露頭写真)	121
第74図	下坂田火砕流の層準を示す柱状図	121
第75図	(豊栄鉱山選鉱工場写真)	124
第76図	豊栄鉱山1号鉱床付近地質および鉱床分布図	126-127の間
第77図	豊栄鉱山1号鉱床走向断面図	126
第78図	勇ガ鶴鉱山露頭平面図	128
第1表	竹田図幅地域の層序表	10
第2表	黒瀬川構造帯の地層, 岩体および対比	14
第3表	圧碎花崗岩の化学組成	17
第4表	かんらん岩の化学組成	24
第5表	祖母山火山岩類と新第三紀酸性貫入岩類	33
第6表	祖母山火山岩類活動表	37
第7表	祖母山火山岩類の化学組成	38
第8表	黒雲母花崗岩の化学組成	67
第9表	竹田図幅地域周辺の第四紀火山岩層序表	76
第10表	阿蘇火砕流に関係した ¹⁴ C法およびK-Ar法測年値	80-81
第11表	阿蘇火山先カルデラ噴出物の鉱物組成	81
第12表	阿蘇火山先カルデラ噴出物の化学組成	82-83の間
第13表	阿蘇火山先カルデラ噴出物の平均化学組成変化	82
第14表	豊栄鉱山の生産量	124

第15表	豊栄鉱山1号鉱床の鉱物晶出順序	126
第16表	竹田図幅地域の層序表(英文)	139
第17表	竹田図幅地域の第四紀火山岩層序表(英文)	144

第I図版	1・2	祖母・傾山地地形写真
第II図版	1-4	祖母山火山岩類顕微鏡写真
第III図版	1-4	祖母山火山岩類・新第三紀酸性貫入岩類顕微鏡写真
第IV図版	1・2	阿蘇火砕流の露頭写真
第V図版	1・2	Aso-4 火砕流顕微鏡写真
第VI図版	1・2	〃

竹田地域の地質

小野晃司*・松本徭夫**・宮久三千年***

寺岡易司*・神戸信和*

竹田地域の野外調査は下記のように行われた。

中・北部

新生代火山岩地域 小野(昭和38, 39, 41-44, 51年)
大野川層群 寺岡(昭和44年)

南部(祖母・傾山地)

祖母山火山岩類 松本(昭和47, 48年)
新第三紀酸性貫入岩類 松本(昭和47, 48年), 宮久(昭和48年)
秩父帯の古生界 神戸(昭和47年), 宮久(昭和48年)
中生界 寺岡(昭和44年), 神戸(昭和47年), 宮久(昭和48年)

上記の他に、松本・宮久は、それぞれの多年にわたる研究調査と、昭和41-45年度にかけて行われた金属鉱物探鉱促進事業団による祖母・傾山地域広域調査の成果を利用した。

この報告の執筆分担は以下のようである。

- I. 地形 小野・宮久
- II. 地質概説 寺岡・小野
- III-VI. 地質各説 上記の調査担当者
- VII. 応用地質 宮久・小野(石材・砕石のみ)
- 全体の調整 神戸・小野・寺岡

この地域の地質、とくに阿蘇火砕流の理解のために、下記の多くの試錐の未公表資料が有益であった。すなわち、昭和42-44年に技術部加藤完・伊藤吉助・柳原親孝・中川忠夫・小林竹雄各技官によって行われた、高森町河原など5カ所(地質図のB1-B5)、九州農政局および大分県による高森町大谷ダム地点(BO)および竹田市菅生(BS)、竹田市による同市鉢山(BH)である。資料の利用を許して下さった九州農政局初倉克幹地質官ほか各関係者の方々に感謝する。

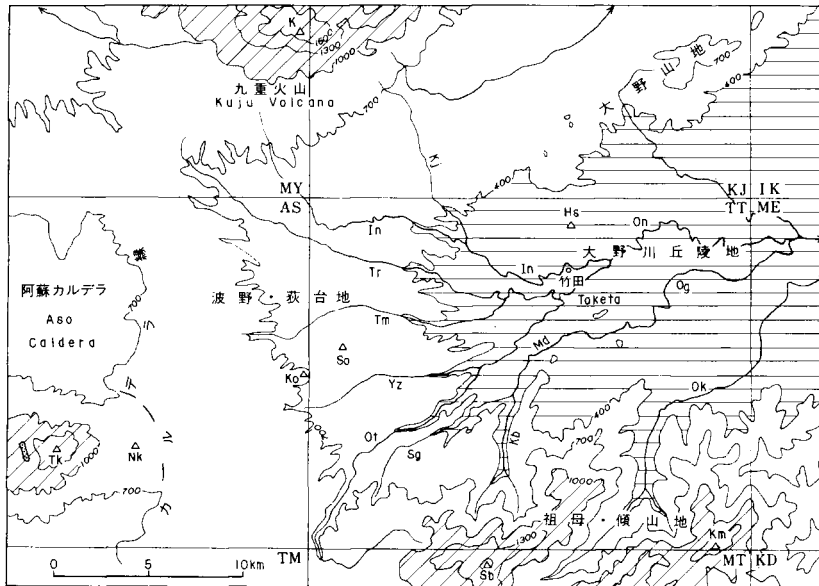
この研究中、多くの岩石が技術部大森えい・倉沢一・大森貞子各技官によって化学分析された。また一部の岩石試料は九州大学の石橋澄博士に分析を依頼した。学習院大学木越邦彦教授には多数の¹⁴C法測年をお願いした。研究に使用した薄片は、技術部大野正一・村上正・宮本昭正・安部正治・佐藤芳治各技官によって作成された。顕微鏡写真の一部の撮影と多くの写真の調製は、業務課正井義郎技官によってなされた。この研究中、小野はここにいちいち名前をあげきれない所内外の多くの方々から、野外・室内において援助・討論を受けた。とくに熊本大学渡辺一徳氏からは未発表資料や¹⁴C測年試料の提供をうけた。松本は野外調査において辻和毅・鴨川信之・田島俊彦・大石達彦・川原和博・酒井治孝の諸氏に援助をうけ、また宮久は豊栄鉱山付近の調査において、もと同鉱業所の宮脇日出雄氏と大分県工鉱課の稲積英朋氏とに助言を頂いた。以上の方々から心からお礼申し上げる。

* 地質部 ** 長崎大学 *** 愛媛大学

I. 地 形

竹田図幅地域は地形的には、南部の祖母・傾山地と中・北部の台地—丘陵部とに大きく2分される。両者の地形的境界は東北東—西南西方向に走り、九州山地の北縁を示し、また地質的にはほぼ臼杵—八代構造線に一致する。この両者は地形的にきわめて対照的であるので、以下には分けて記述する（第1図）。

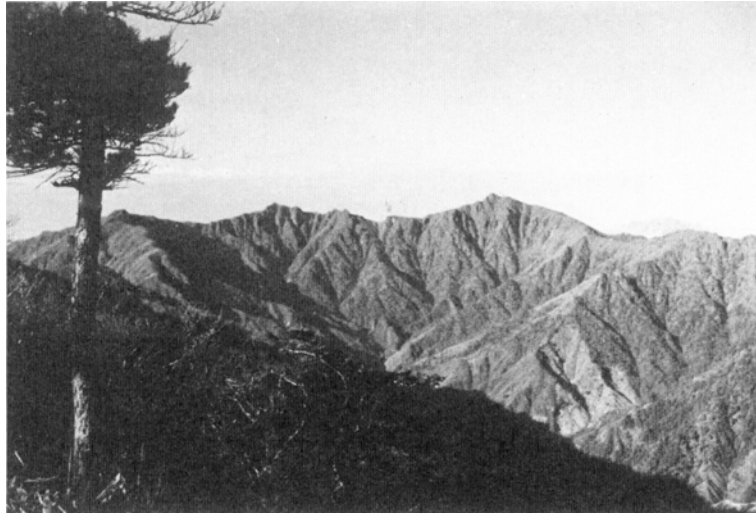
祖母・傾山地 この山地は北側の台地部に対し比高1,000m以上を示し、九州山地の中でもとくに高く急峻な地域である。最高峰の祖母山は、本図幅地域に南接する三田井図幅地域の北縁部に、また傾山は本地域の南東隅近くにあり、両者を結ぶ稜線は大分・宮崎県境の分水界をなしている。この山地は、尾根線がやや緩やかではあるが、全体としてかなり開析の進んだ壮年期の地形を示す。竹田図幅地域では大野川の支流の奥岳川・神原川などによって深く刻まれ、谷密度が小さく、谷底から尾根まで比較的傾斜が一樣で、且つ高度差の大きい地形をつくっている（第2図）。この山地の大部分は中新世の祖母山火山岩類からなり、谷沿いの低所にそれを貫く貫入岩類と基盤の先第三系とが分布するが、やや局所的な



第1図 竹田図幅地域付近の地形略図

- (山) K: 久住山, Hs: 法師山, So: 下荻岳, Tk: 高岳, Nk: 根子岳, Km: 傾山, Sb: 祖母山。
 (川) KJ: 久住川, In: 稲葉川, Tr: 玉来川, Tm: 滝水川, Yz: 山崎川, Ot: 大谷川, On: 大野川, Sg: 瀬口川, Kb: 神原川, Md: 門田川, Og: 緒方川, Ok: 奥岳川。
 (5万分の1地形図) IK: 犬飼, ME: 三重町, KD: 熊田, KJ: 久住, TT: 竹田, MT: 三田井, MY: 宮原, AS: 阿蘇山, TM: 高森。

Topography of the Taketa district and adjacent areas. (Topographic maps, 1: 50,000) IK: Inukai, ME: Miemachi, KD: Kumada, KJ: Kuju, TT: Taketa, MT: Mitai, MY: Miyanoharu, AS: Asosan, TM: Takamori.



第2図 祖母・傾山地の山容，笠松付近から祖母山方面を望む。左端樹木の右が古祖母山，その右が障子岳，中央右手が祖母山，（以上三田井図幅地域）。祖母山の右下背後に阿蘇火山中央火口岳の根子岳・高岳。

Highly dissected Sobo-Katamuki Mountains. Sobo-san is to the right of the center. Viewing west at the north margin of the Mitai district.

ものを除いては，岩石種による地形の差はあまり明瞭ではない。奥岳川・神原川の谷底部はAso-4火砕流によって埋積されている。現在の谷はそれをさらに下刻したもので，溶結凝灰岩の垂直な柱状節理に囲まれた峡谷と，両岸に残された火砕流堆積物による段丘状の小平坦面とからなる（第3図）。この平坦面上には集落・水田が発達している。

この山地の東部には傾山カルデラがあるが，同カルデラの南縁の一部にあたる観音滝断層が地形にあらわれているのみで，陥没後の花崗岩マグマの貫入による全体の隆起のために，陥没構造自体を示す地形は認められない。

空中写真観察によると，この山地にはN40-45°E方向のリニアメントが顕著に認められる。前障子岩一大障子岩を結ぶ稜線の北西側，および，その北側923m三角点から南西にのびる稜線の南東側，などの谷がそれであり，神原から南西への神原川上流，奥岳川の上畑より上流の部分などの大きい谷やその中間の稜線，鳥岳・緩木山・越敷岳などをそれぞれ含む稜線なども，すべて同方向のリニアメントに規制されているものとみられる。

台地・丘陵部 この部分は北・西・南を高地に囲まれ，全体として東に緩く傾斜する。すなわち，北は久住図幅地域南東部の大野山地（小野，1963），北西方に九重火山，西には阿蘇山図幅地域の阿蘇カルデラ，南には前述の祖母・傾山地がある。この地域は主に阿蘇火山起源の火砕岩によってつくられた火砕岩台地であるが，それをさらに，西部の，平坦で，あまり開析のおよんでいない波野・荻台地と，中・東部の，多くの谷によって開析され，定高性はあるが平坦面があまり残されていない大野川丘陵地¹⁾とに二分できる。

1) 「久住」図幅説明書（小野，1963，p. 1）の大野川低地にあたる。



第3図 奥岳川の峡谷を埋めたAso-4火砕流のつくる段丘状地形．柱状節理のみえる絶壁は強溶結部，その上，部落までの緩斜面は気相晶出帯と非溶結部との岩石からなる．背後の山地は祖母山火山岩類からなる．

Terrace formed by the Aso-4 Pyroclastic Flow which filled the gorge of the Okutake River. The lower cliff is made of dense welded tuff and upper gentle slope is of the zone of vapor-phase crystallization and non-welded part.

波野・荻台地は西方，阿蘇カルデラの東縁にいたる広大な火砕岩台地であり，本地域にあるのはその東半部である（第4図）．この台地は，東流する数本の大きい河川によって切られているほかは，きわめて平坦であるか，緩やかな起伏を示し，台地上を浅い谷が間隔をおいて東流している．この台地が平坦なのはAso-4B火砕流の溶結凝灰岩が連続して分布しているためであり，台地の周囲はどこでも同溶結凝灰岩の垂直な崖に囲まれている（第5，6 a・b図）．台地表面は阿蘇火山中央火口丘からの降下火山灰に厚く覆われているために起伏が緩やかであり，谷が浅いのは火山灰を切った谷がAso-4B溶結凝灰岩の表面に達して下刻の進行が抑えられたためである．玉来川・滝水川などの大きい河川では，河床が溶結凝灰岩の層準を通過したために下刻が再び急速に進み，深い峡谷が作られている．この台地上では火山灰の保水性が低いために表流水が少なく，溜池や長大な水路などによって農業用水利がはかられている．

この台地上には，必従的に東に流れる谷を横断して南北に連なる狭い谷がある．図幅地域西縁の山崎・仁田水北方で大分・熊本県境をなす谷，下荻岳の東西両側，荻町の杉園・藤渡・中山を連ねるものなどである．これらと同様の地形は，西方へ阿蘇カルデラ縁まで台地上に多数発見される．これは同カル



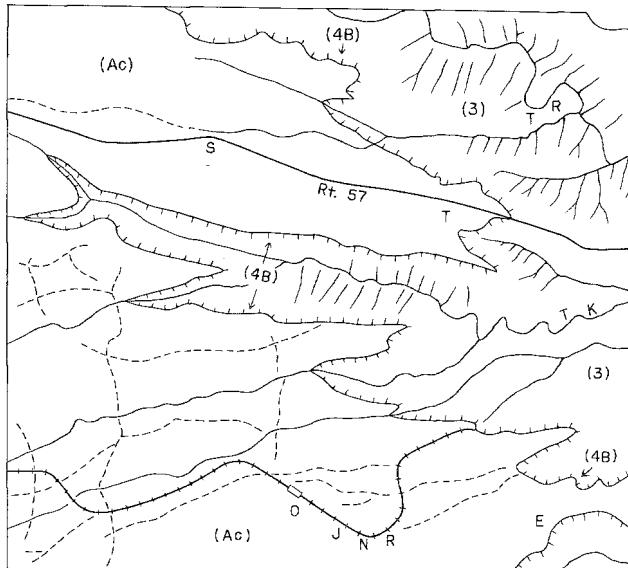
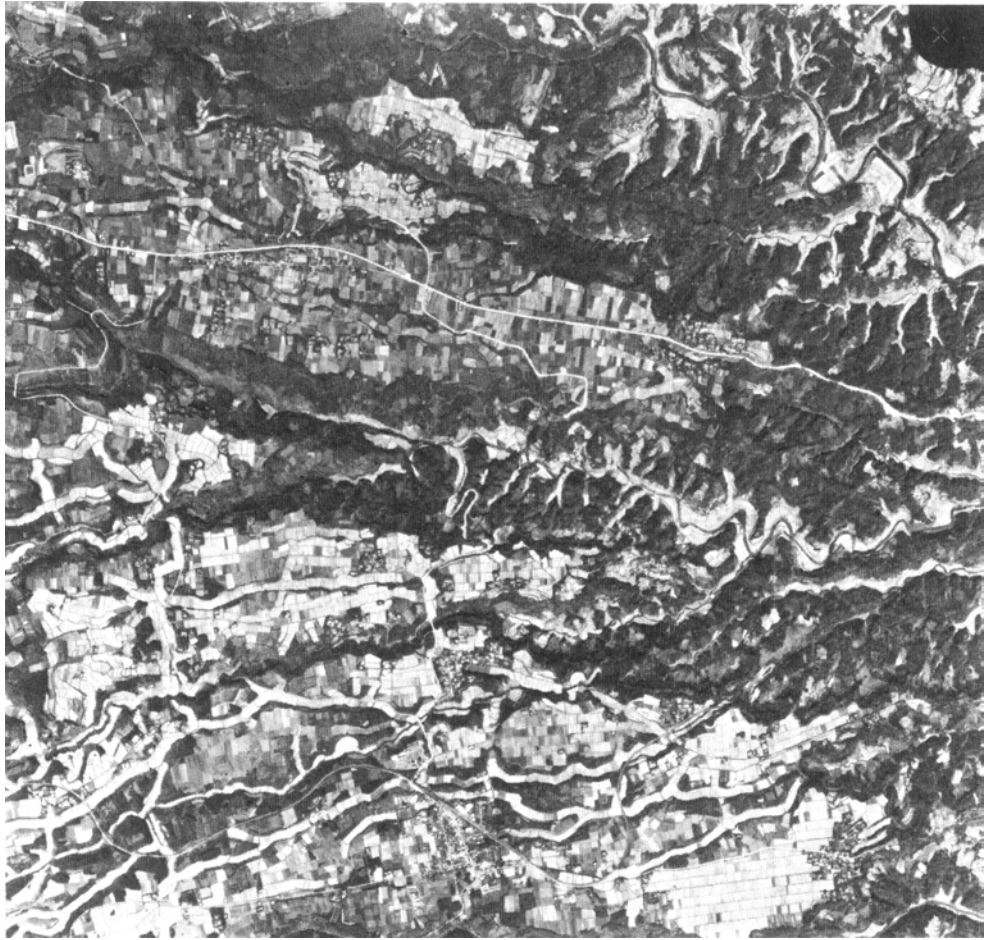
第4図 平坦な火砕岩台地。左遠景の山は、手前左が上荻岳、その右が下荻岳、背後の山は阿蘇火山中央火口丘で、両荻岳の中間が根子岳、下荻岳の右が高岳。下荻岳以外の3峰は、阿蘇山図幅地域内。竹田市古城付近から。

Pyroclastic plateau viewed west toward the Aso Caldera from west of Taketa City. Two mountains in the far back are central cones of the Aso Caldera and two small peaks before them are of early Pleistocene volcanic rocks not buried by the Aso Pyroclastic Flows.



第5図 波野・荻台地。台地の縁に連なる崖はAso-4B溶結凝灰岩 (A_{4B})。その上、台地表面までは阿蘇火山中央火口丘からの降下火山灰 (Ac)、Aso-4Bの下は近景までAso-4Aの軽石流からなる。荻町鳴田から恵良原付近をみる。

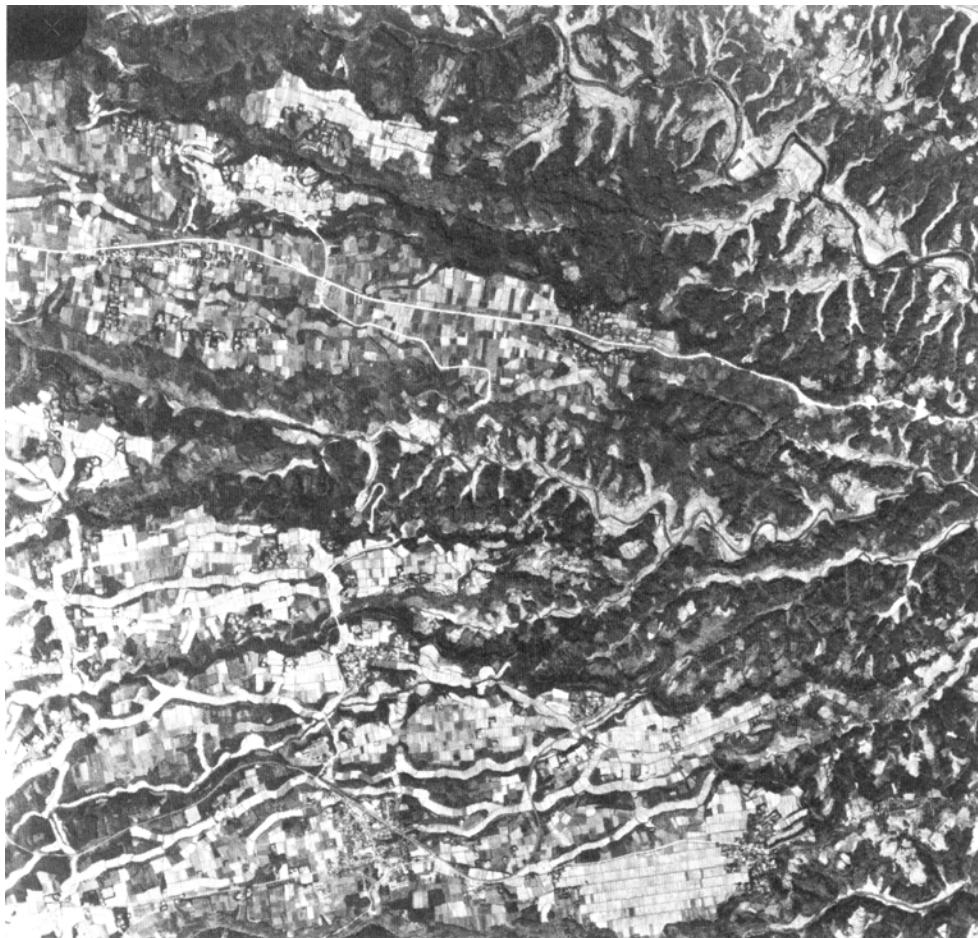
The cliff bounding the plateau is made of the Aso-4B welded tuff (A_{4B}) which is covered by the air-fall ash from the Aso Central Cones (Ac). Hills in the foreground are made of non-welded part of the Aso-4A Pyroclastic Flow.



(a)

第6図 a・b 波野・荻台地の東端付近(立体写真)。台地面は耕地となっているが、Aso-3の部分には、小谷に刻まれて平坦地がない。中央および左端近くに東西方向の谷を横断して連なる南北方向のリニアメントがみえる。

(3) : Aso-3 火砕流, (4B) : Aso-4B 溶結凝灰岩の崖, (Ac) : 阿蘇火山中央火口丘火山灰, TR : 玉来川, TK : 滝水川, S : 菅生, T : 戸上, O : 荻, E : 恵良原。



(b)

Well-cultivated plateau, covered by the air-fall ash of the Aso Central Cones (Ac), is bounded by the cliff of the Aso-4B Welded Tuff (4B). The plateau of the Aso-3 Pyroclastic Flow (3) is dissected by many parallel gullies. N-S trending lineaments near the center and the left margin cut valleys flowing eastwards.

本書に掲載した空中写真は、建設省国土地理院長の承認を得て、同院発行の4万分の1空中写真を複製したものである。
(承認番号) 昭和52総復, 第60号

デラの周囲をとりまくように発達する顕著なリニアメントの一部である（曾屋ほか、1975；国土地理院地殻調査部（羽田野誠一）、1976）。九州中部には広域的な応力場に関係して生じたと思われる西北西および東北東方向のリニアメントが広く発達しているが、ここで述べたリニアメントは阿蘇カルデラ縁から15km以内の範囲に、カルデラをとりまくように発達していることからみて、同カルデラの形成に関係して生じた割れ目系と思われる。

大野川丘陵地は、ほぼ竹田市街を境として、Aso-3火砕流が主体である西部と、主にAso-4火砕流からなる東部とに2分することができる。この両者には、それぞれの岩相を反映して地形に相異がみられ

る。

西部のAso-3火砕流の台地では、急崖に囲まれた廊下状の小谷がほぼ平行に密にならび、その結果、小谷と小尾根とが櫛の歯状に交互している（第6図）。そのため、遠望すると一見台地状に見えるが、ここには平坦面はほとんど残されていない。両側の主谷からの櫛の歯がおよんでいない稜線部には平坦面が保存され、上面にAso-3、Aso-4間の降下火砕物をのせている。ここには、稲葉川北側の城原付近^{きばら}や、大谷川と瀬口川との間の次倉付近などのように、集落が発達している。

東部のAso-4火砕流の地域では、台地上部をつくる非溶結部の固結度が低いために、樹枝状の谷によって細かく刻まれ、平坦面は局部的にしか残されていない。一方、やや大きい河川に沿っては、Aso-4火砕流の硬い溶結凝灰岩が分布しているために、平滑で単調な斜面が谷沿いに続き、上述の非溶結部からなる地形ときわだっただ対照をなしている（第61図）。Aso-4火砕流堆積物の岩相と地形との関係については同火砕流の項で改めて述べる。

波野・荻台地および大野川丘陵地には、阿蘇火砕流より下位の岩石が、台地上面に島状の高地として点在している。波野・荻台地上の荻岳（阿蘇山図幅地域）と下荻岳とはやや古い火山岩からなる。大野川丘陵地にあるものは、竹田市街北方の法師山は朝地変成岩からなり（第7図）、それ以外のもの、すなわち小富士山・牧の城・巢石山などは大野川層群の主に砂岩からなる。

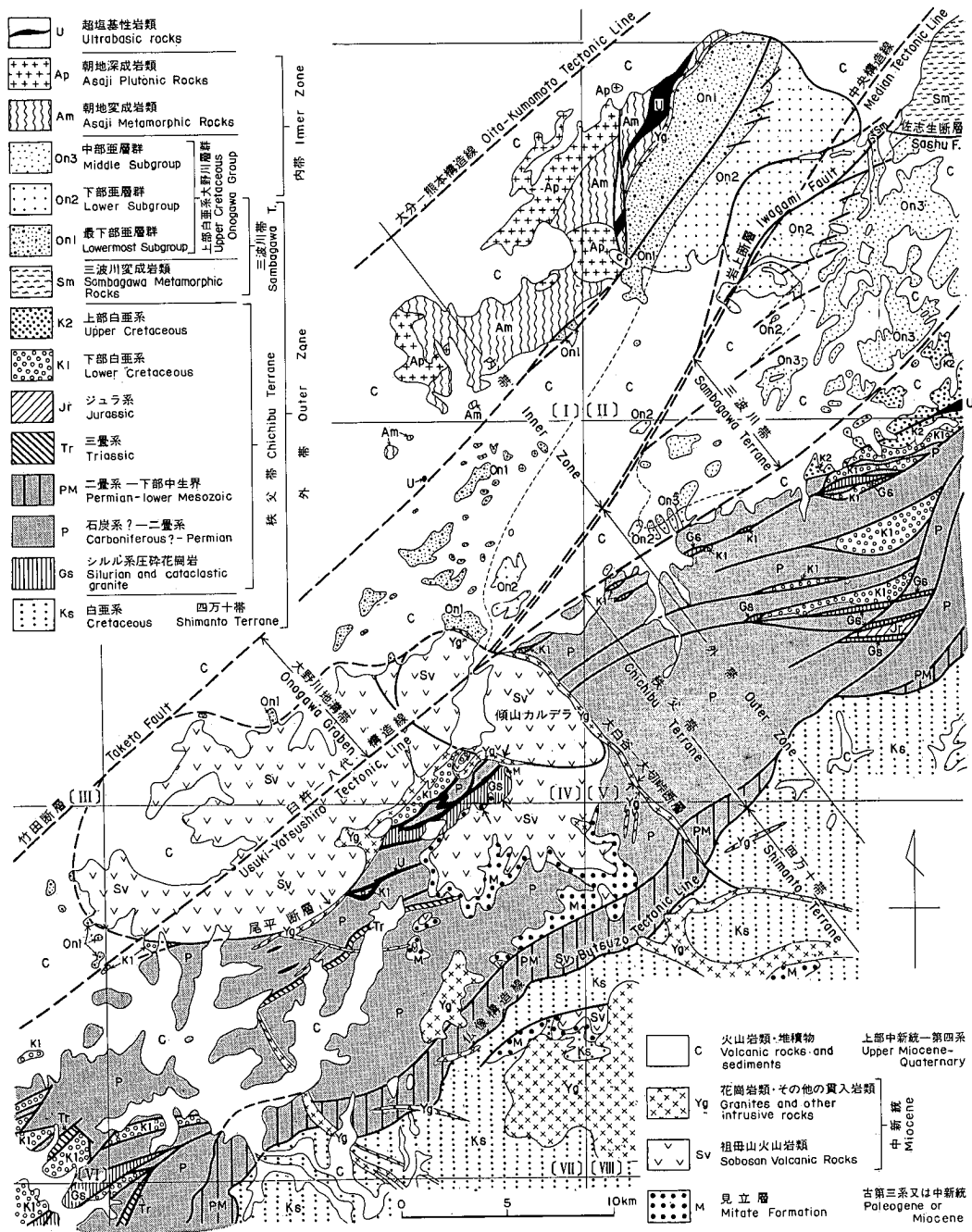


第7図 北東からみた法師山。朝地変成岩類からなり、Aso-4火砕流のつくる台地面から突出している。

Hoshi-yama of the Asaji Metamorphic Rocks surrounded by plateau-forming Aso-4 Pyroclastic Flow.

Ⅱ. 地 質 概 説

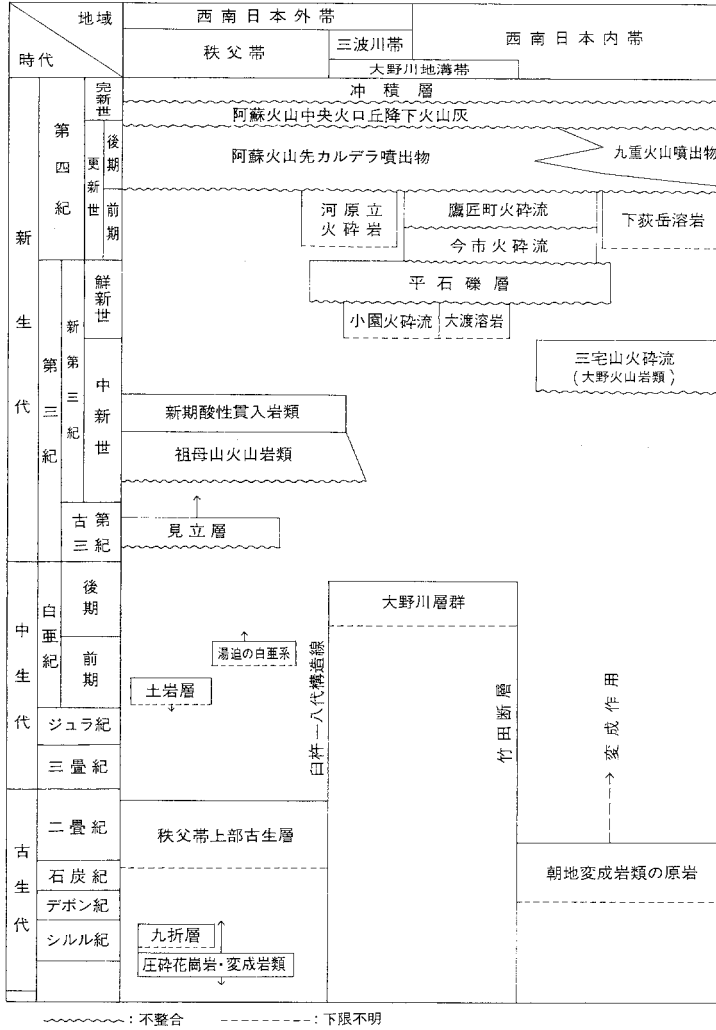
竹田図幅地域は西南日本の内・外両帯にまたがり、この地域以西では三波川帯を欠いて秩父帯が直接



第8図 竹田図幅地域付近の地質図. 5万分の1地形図名:〔I〕久住, 〔II〕大飼, 〔III〕阿蘇山, 〔IV〕竹田, 〔V〕三重町, 〔VI〕高森, 〔VII〕三田井, 〔VIII〕熊田.

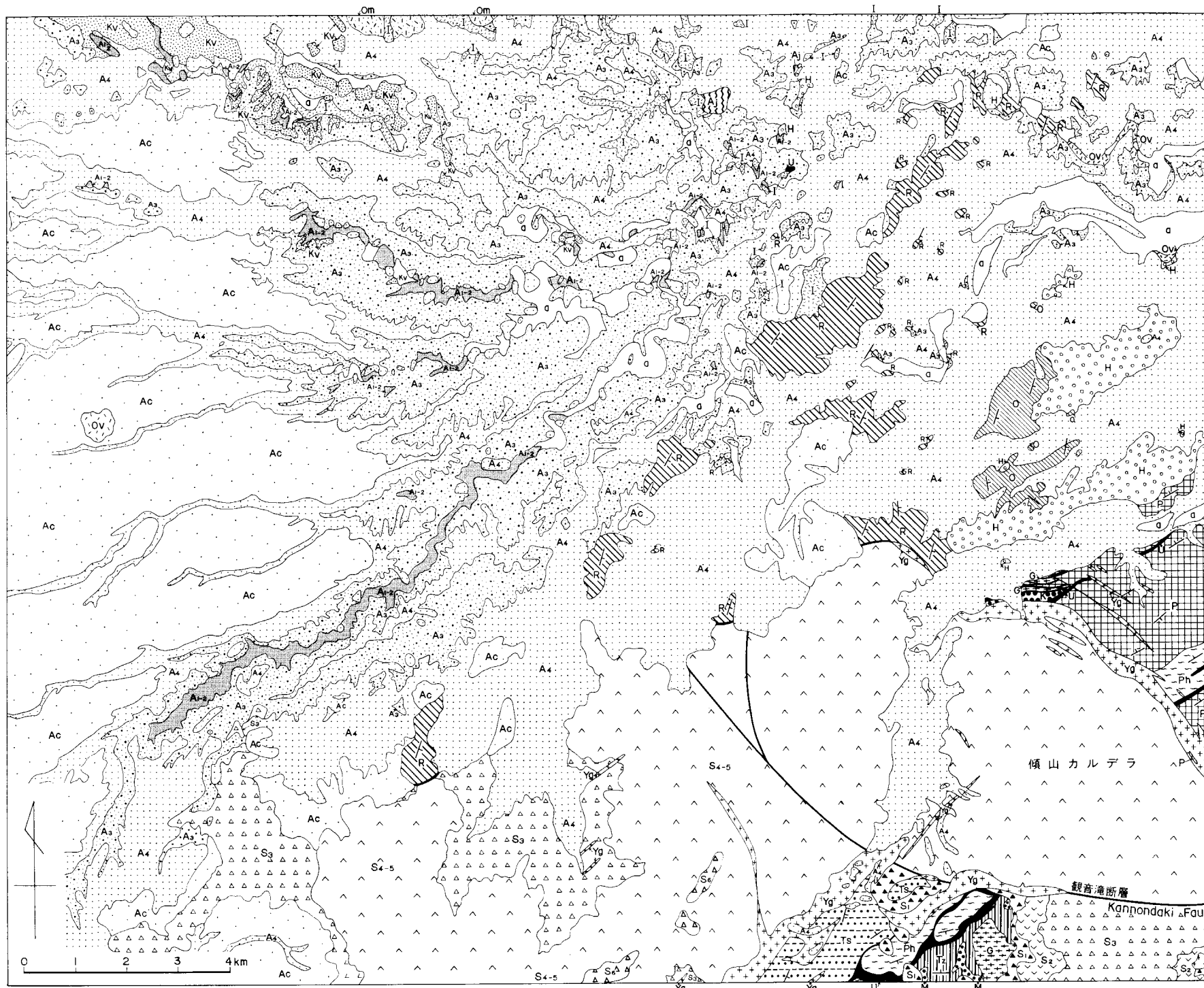
Geologic map of the Taketa district and surrounding areas. Topographic maps, 1/50,000: [I] Kuju, [II] Inukai, [III] Asosan, [IV] Taketa, [V] Miemachi, [VI] Takamori, [VII] Mitai, [VIII] Kumada.

第1表 竹田図幅地域の層序表



内帯と接するようになる。すなわち、九州の東岸部では臼杵—八代構造線を境として秩父帯の北側には三波川帯がひろがっているが、内陸部にはいるにつれ内帯が南にはりだし、内・外両帯を画する中央構造線が臼杵—八代構造線に接近していくため、三波川帯は漸次幅を減じ、本地域東端部にいたって尖滅する。先第三系についてみると、本地域は秩父帯、大野川地溝帯および内帯古期岩類分布地帯とに構造区分される。このような基盤構造に関してはすでに寺岡（1970）によって論述されており、第8・9図に竹田図幅地域およびその周辺の地質の概要を示す。

秩父帯は本地域の南東隅を占め、そこに分布する先第三系としては、圧砕花崗岩、変成岩類、シルル系九折層、上部古生層および白亜紀層がある。これらのうち前3者は秩父帯中のいわゆる黒瀬川構造帯



第四紀	更新世後期	沖積層	a	沖積層	Alluvium
	更新世前期	阿蘇火山中央火口丘降下火山灰	Ac	阿蘇火山中央火口丘降下火山灰	Air-fall ash of central cones of Aso Volcano
	更新世前期	宮城火砕流, 下坂田火砕流, 稲葉川泥流	Kv	宮城火砕流, 下坂田火砕流, 稲葉川泥流	Miyagi and Shimosakata Pyroclastic Flows and Inabagawa Mudflow
	更新世前期	Aso-4火砕流, Aso-3-4間の降下火砕堆積物	A4	Aso-4 Pyroclastic Flow, and air-fall pyroclastics between Aso-3 and -4	
	更新世前期	Aso-3火砕流, Aso-2-3間およびそれ以前の降下火砕堆積物	A3	Aso-3 Pyroclastic Flow, and air-fall pyroclastics between Aso-2 and -3 and earlier than Aso-2	
	更新世前期	Aso-1-2火砕流, 玉来川溶岩	A1-2	Aso-1and-2 Pyroclastic Flows and Tamadagawa Lava	
	更新世前期	今市火砕流	I	今市火砕流	Imachi Pyroclastic Flow
	更新世前期	廣匠町火砕流, 小園火砕流, 下坂岳溶岩, 大渡溶岩	Ov	廣匠町火砕流, 小園火砕流, 下坂岳溶岩, 大渡溶岩	Takajomachi and Kozono Pyroclastic Flows, and Shimoogidake and Owatari Lavas
	更新世前期	平石礫層	H	平石礫層	Hirashi Gravel Bed
	更新世前期	三宅山火砕流(大野火山岩類)	Om	三宅山火砕流(大野火山岩類)	Miyakeyama Pyroclastic Flow (Ono Volcanic Rocks)
	更新世前期	新期酸性貫入岩類	Yg	新期酸性貫入岩類	Younger acid intrusive rocks
	更新世前期	第VI期	S6	後期火山岩類	Volcanic rocks of Late Stage
	更新世前期	第IV-V期	S4-5	後期火山岩類	Volcanic rocks of Late Stage
	更新世前期	第III期	S3	前期火山岩類	Volcanic rocks of Early Stage
	更新世前期	第II期	S2	前期火山岩類	Volcanic rocks of Early Stage
	更新世前期	第I期	S1	前期火山岩類	Volcanic rocks of Early Stage
	更新世前期	見立層	M	見立層	Mitate Formation
	更新世前期	奥河原内層	O	奥河原内層	Okukawaruchi Formation
	更新世前期	靈山層	R	靈山層	Ryozen Formation
	更新世前期	朝地変成岩類	Aj	朝地変成岩類	Asuji Metamorphic Rocks
	更新世前期	超塩基性岩類	U	超塩基性岩類	Ultrabasic rocks
	更新世前期	湯迫の白亜紀層	K	湯迫の白亜紀層	Cretaceous formation at Yunosako
	更新世前期	土岩層	Ts	土岩層	Tsuchiwa Formation
	更新世前期	二疊紀層	P	二疊紀層	Permian formations
	更新世前期	千枚岩類	Ph	千枚岩類	Phyllites
	更新世前期	九折層	Tz	九折層	Tsuzura Formation
	更新世前期	圧砕花崗岩・変成岩類	G	圧砕花崗岩・変成岩類	Cataclastic granite and metamorphic rocks

第9図 竹田地域の地質図
Geologic map of the Taketa district.

にレンズ状岩体をなして露出するもので、九州東部ではこのような構造帯が雁行しながら数列にわたって発達している。ただし、シルル系がみられるのは鞍岡図幅地域の祇園山付近と本地域およびその東方延長にあたる三重町図幅地域の三国峠付近だけである。九折層は秩父帯のシルル系としては比較的分布が広く、上部古生層とは断層または超塩基性岩類によって境されている。圧碎花崗岩は九折層と接しているが、これとの関係はよくわからない。変成岩類は主として角閃岩からなり、圧碎花崗岩や超塩基性岩類に伴って露出し、秩父帯北縁にちかい湯ノ迫付近の構造帯にややまとまってみられる。この帯には白亜紀層がはさみこまれており、本層は三重町図幅地域に広く分布する白亜系のうちの宮古統の佩楯山層群の一部に対比されるであろう。上部古生層の下部は千枚岩化しており、この千枚岩帯は奥岳川上流地域および祖母山火山岩類を介してその北東側にもみられ、東方延長は三重町図幅地域においてもよく追跡される。千枚岩類の南側の古生層は部分的ながら厚い石灰岩を挟んでおり、北側のものには塩基性火山岩類が多く、これらの間にはかなり著しい層相のちがいが認められる。隣接地域における産出化石からみると、上部古生層の大部分は二疊系と推定される。奥岳川ぞいに分布する土岩層の時代については確証はないが、秩父帯における中・古生界の構造配列の状況や層相から判断すると、三重町図幅地域の白亜紀前期の高知統山部層に対比される可能性がよい。

大野川地溝帯は南縁を臼杵―八代構造線、北縁を佐志生断層・竹田断層などで画され、そこには上部白亜系大野川層群が北東に沈下する非対称複向斜構造をなし、最大18kmの幅をもって臼杵湾岸から西は阿蘇山南方の見岳山付近まで約93kmにわたって分布する。この地層群は層相の側方変化が著しく、複向斜軸部付近にはタービダイトで特徴づけられる中軸相、その両側、とくに北側には礫岩に富む周辺相が発達しており、層序的には最下部、下部、中部および上部の4重層群に区分される。竹田図幅地域では中軸相と北側周辺相に属する最下部重層群上部および下部重層群下部が分布するが、阿蘇火山噴出物をはじめ新生界による被覆が甚しく、その露出は断片的である。三重町図幅地域の北西部では岩上断層と臼杵―八代構造線にはさまれた地帯（三波川帯）に下部重層群上部の柴北層が向斜構造をなして露出しており、本地域の東端部にもその西方延長が新生界の下位に分布していると考えられる。

竹田断層の北側には朝地変成岩類およびこれを貫く朝地深成岩類や超塩基性岩類からなる内帯古期岩類が分布する（小野，1963；大島ほか，1971）。この変成岩類は、古生層を原岩とし、はじめ低度の広域変成作用を受けて片岩化し、その後白亜紀前期の朝地深成岩類の貫入に伴い接触変成作用をうけたものと考えられている。変成度は南東から北西に向って上昇し、原岩としては泥質岩・砂岩のほか、かなりの量の塩基性火山岩類があり、わずかながらチャート・石灰岩もみられる。竹田図幅地域においては、竹田北方の法師山およびその東北東の三宅付近に朝地変成岩類、竹田東北東約1.5kmの挟田に超塩基性岩類がそれぞれ小範囲に露出しているにすぎない。しかし、西隣の阿蘇山図幅地域の小園（豊肥線滝水駅北西約2.5km）には花崗岩の小露出があること、阿蘇根子岳溶岩中の捕獲岩（唐木田，1966）、Aso-4火砕流中の異質岩片として角閃石斑れい岩、超塩基性岩などの緑色岩がみられることなどを考慮すると、本地域以西においても、少なくとも阿蘇山付近までは、竹田断層の北側に前述のような内帯古期岩類が新生代火山岩類の下位に広く分布しているものと推定される。

以上のような中・古生界を覆って本地域には火山岩類を主とする新生界が広く分布している。

祖母山・傾山などからなる山岳地には中新世の祖母山火山岩類が分布し、本地域ではその北半部がみ

られる。傾山付近の秩父帯から四万十帯にかけての地域では、この火山岩類の下位に礫岩からなる見立層があり、両者は不整合関係にある。本層の時代については、これを四国の始新統久万層群に対比して古第三系とみなす見解が有力であり（永井、1956；松本・橋本、1963；その他）、このほか見立層の礫岩の少なくとも一部は二疊系であるとの主張もある（加納ほか、1962）。しかし、四万十累層群が第三紀中頃の変動（高千穂変動）によって著しい変形・変位を受けているのに対し、見立層は全体としては傾斜がごく緩く、前者を顕著な傾斜不整合をもって覆っており、分布・構造のうえでは祖母山火山岩類と密接な関係がある。したがって、見立層は中新統である可能性もある。

祖母山火山岩類は、それを貫く新第三紀酸性貫入岩類とともに、中新世の火成活動の大きいサイクルをなしている。この火山岩類は溶岩・火砕岩からなり前期と後期とに大別される。前期火山岩類はデイサイト・流紋岩を主とし、観音滝断層以南の傾山を中心とする地域に、古生界や見立層を覆って分布している。後期火山岩類は大部分が安山岩質であり、少量のデイサイトを伴い、秩父帯から大野川地溝帯にかけて広く分布している。臼杵一八代構造線は、奥岳川流域の小原付近から祖母山火山岩類分布地域に入って三田井図幅地域西縁の河内付近にのびるが、これによる祖母山火山岩類の変位は認められない。

後期火山岩類は弧状の断層か、それに沿って貫入した新第三紀酸性貫入岩体にかこまれて古期岩の中に分布しており、その分布地は大規模な陥没地—2つのカルデラ—とみなされる。その一つは観音滝断層を南縁として北西—南東方向にのびる傾山カルデラ（松本・宮久、1973）であり、他の1つは尾平断層あるいは奥岳川北西側の、三田井図幅地域にのびる、祖母山を含むブロックである。金属鉱物探鉱促進事業団による広域調査のボーリングによって、両者についてそれぞれ850-1,050m以上、1,000-1,050mの落差が確認されている。

新第三紀酸性貫入岩類は、珪長岩、細粒花崗閃緑岩、花崗斑岩・石英斑岩、花崗岩などからなり、上記の順序で、前述のように断層に沿うほか、ところどころで祖母山火山岩類およびそれ以前の岩層に貫入している。傾山カルデラの北東縁を限る花崗斑岩の岩脈は、この地域から南東へのびて、三田井・熊田図幅地域の大崩山底盤をとりまくように、延岡市の北方を経て再び北西に向い三田井図幅地域の三田井北方まで断続し、北西—南東の長径40km、北東—南西の短径20kmに達する大きな環状岩脈の一部をなすものである。また花崗岩はこの図幅地域内では奥岳川沿いの上畑付近の小分布の他、傾山カルデラ内のボーリングの深所に発見されている（地質図幅の断面図）が、これらは上述の環状岩脈の中心貫入岩体である大崩山底盤の一部あるいはそのキュボラとみられるもので、祖母山火山岩類にはじまる一連の火成活動の終期にあたる。これらの酸性貫入岩に関して、錫・亜鉛・銅などの豊富な金属鉱床群が形成され、竹田図幅地域にも豊栄鉱山その他の鉱床がある。

内帯側の朝地変成・深成岩類や大野川層群の上には、中新世中期（14m. y.）の大野火山岩類（小野、1963；柴田・小野、1974）がのっている。同岩類の分布は犬飼・久住・三重町・竹田図幅地域にまたがっているが、本図幅地域では、同岩類の最上部層である三宅山火砕流が北縁部にわずかに分布するのみである。同火砕流は流紋岩質であり、緻密な溶結凝灰岩からなる。

図幅地域の北東隅近くには、鮮新世の火山岩と考えられる大渡溶岩と小園火砕流とが分布する。大渡溶岩は黒色緻密な輝石安山岩の溶岩であり、緒方北方の大野川河床に露出し、阿蘇火砕流に覆われる。小園火砕流は非溶結の角閃石黒雲母流紋岩火砕流であり、緒方川南側の丘陵に露出して平石礫層に覆わ

れる。両者とも下位層は不明であり、付近に近縁の岩体がみつからないので、岩石が新鮮なことから、後者が平石礫層に覆われることから、ここでは鮮新世としておく。

平石礫層は地域の東部にあり、阿蘇火砕流のつくる台地内に、それよりもやや高い、開析された台地状の地形をなして分布する。本層は巨礫を含む、分級のよくない礫層であり、地形・分布・礫種などから、祖母・傾山地から主に奥岳川の水系によって運び出された古い扇状地礫層と考えられる。

竹田図幅地域で更新世前期の火山岩としたものは、今市火砕流・河原立火砕岩・下荻岳溶岩・鷹匠町火砕流である。中部九州には新第三紀末から第四紀にかけて広域的な火山活動があった。これらは大量の輝石安山岩に、より少量の角閃石安山岩―デイサイト・流紋岩・玄武岩などを伴うカルクアルカリ火山岩類であり、そのうちの主に輝石安山岩について筑紫溶岩（赤木、1933など）・豊肥火山岩類（松本徭夫、1963など）、流紋岩について万年山溶岩（松本唯一、1933など）、あるいは岩系全体に対してやや局地的に先阿蘇火山岩類（小野、1965など）などの地域的岩層名が与えられている。本図幅地域はこの火山岩類の分布の南東縁の一部にあたり、更新世前期の火山岩類としたものはその一員と考えられる。

今市火砕流は久住図幅地域に広く分布する輝石流紋岩の火砕流であり、本地域では北部の谷沿いの低地に露出しているが、地表を覆っている阿蘇火砕流の下に広く連続して分布しているものと思われる。強溶結の溶結凝灰岩が多く、しばしば気相晶出変質をうけている。

河原立火砕岩は図幅地域中央部、河原立対岸の大野川河床におけるボーリング（79ページ第38図B2）によって、伏在が判明した輝石安山岩・輝石角閃石安山岩の火砕岩である。下荻岳溶岩は地域西縁の下荻岳をつくるもので、黒雲母角閃石デイサイトの溶岩である。鷹匠町火砕流は竹田市街地のみで発見されている角閃石黒雲母流紋岩の火砕流であり、非溶結の堆積物である。噴出源は不明であるが、九重火山初期の噴出物である可能性もある。

更新世後期には、西隣阿蘇山図幅地域の阿蘇火山、北・北西隣の久住・宮原図幅地域の九重火山が活動し、この地域に噴出物をもたらした。

竹田図幅地域は阿蘇カルデラ東側の火砕岩台地の東部にあたり、阿蘇火山の噴出物は、この図幅地域では南部の山地を除く、台地状部のほぼ全域に分布して、最も広い面積を占める。阿蘇火山はおそらく10-20万年前に活動を始め、古い順にAso-1からAso-4とよばれる4回の大規模なサイクルの活動によって、大量の火砕流とそれに伴う降下火砕物とを噴出した。それらの間にも、より規模の小さい活動があつて降下火砕物を堆積させ、またAso-1とAso-2の間には溶岩が流出し、本図幅地域には玉来川溶岩が分布する。これらの岩石の大部分は輝石安山岩・輝石流紋岩であり、Aso-4サイクルのみには角閃石流紋岩が多い。

大規模な活動のサイクルにそれぞれ伴ってカルデラが形成されたのであろうが、その明らかな証拠はない。現在みられる阿蘇カルデラは4万年前か、それよりやや古い時期に噴出したAso-4火砕流の流出直後に形成されたものである。カルデラ内には中央火口丘群が生じ、現在まで活動を続けている。本地域には、台地上にそれからの厚い降下火山灰層があり、多数の薄いユニットの累積からなる。

九重火山の活動は阿蘇火山の活動と平行して行なわれ、少くとも2回の火砕流と1回の泥流とが北西方から本地域内に流入した。すなわち、Aso-2・Aso-3両サイクル間の宮城火砕流、Aso-3・Aso-4両サイクル間の下坂田火砕流、Aso-4サイクル以後の稲葉川泥流である。両火砕流は角閃石デイサイトから

なり，溶結していない。

現世の堆積物としては，前述の阿蘇火山中央火口丘からの降下火山灰の一部がこれに含まれる他，小規模の沖積層があるのみである。沖積層は河谷に沿って分布しているが，狭く，薄い。

Ⅲ. 古 生 界

Ⅲ. 1 秩父帯の古生界

本図幅地域内の秩父帯古生界は主として南東部を流れる奥岳川右岸山地を占め，その北縁は阿蘇火山噴出物などによる被覆のため不明である。古生界は傾山北方の祖母山火山岩類および新第三紀酸性貫入岩類により，清川村地域（きよがわ左知，とどろ轟 周辺）および緒方町地域（つづら九折，土岩周辺）の2つの地域に分かれる。

なお，清川村地域の古生界としては塩基性変成岩類，超塩基性岩類および上部古生層が，緒方町地域の古生界としては，圧砕花崗岩類，シルル系九折層および上部古生層が分布している。

西南日本外帯の秩父帯には，シルルーデボン系，深成岩類，変成岩類などの古期岩類が構造帯にそってレンズ状岩体をなして分布することが各地で知られており，このような構造帯は市川ほか（1956）により黒瀬川構造帯とよばれている。黒瀬川構造帯の諸岩石は地域によってそれぞれ異なって命名され，第2表のように対比される。

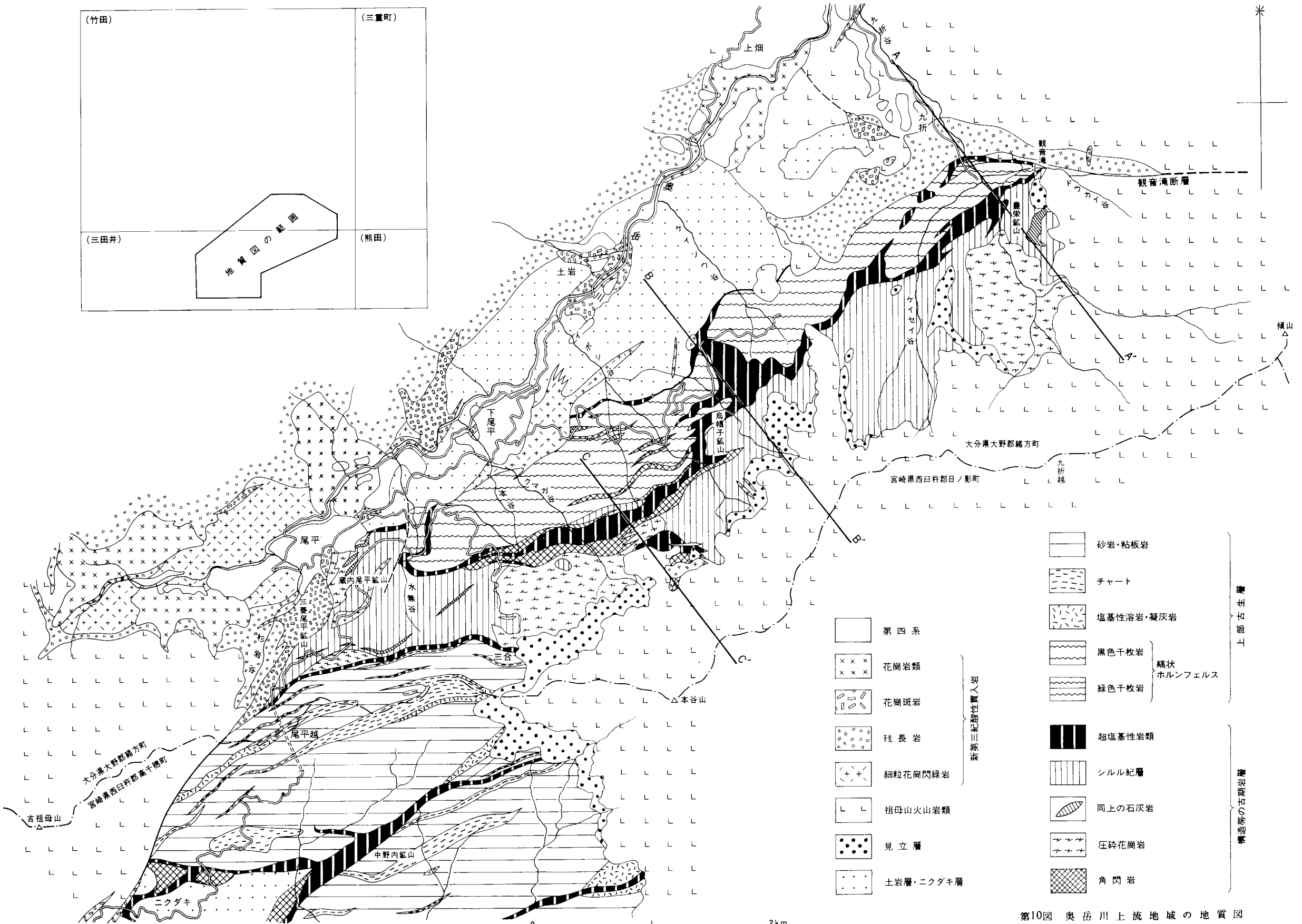
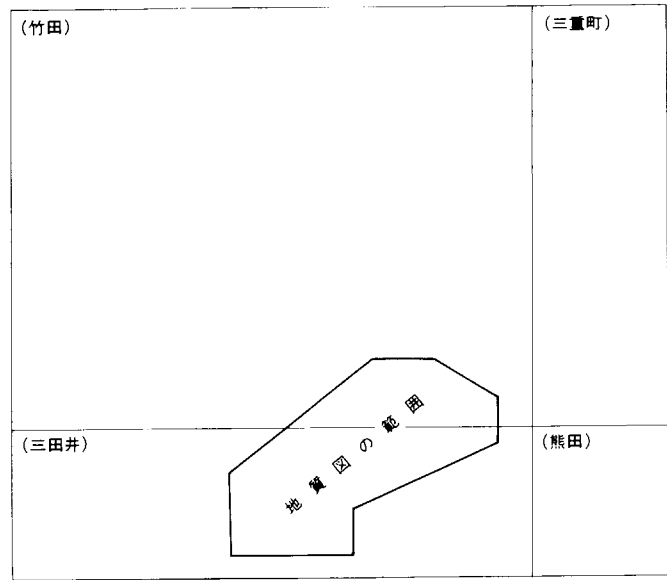
九州の黒瀬川構造帯については，東部（大分県三重町南方の三国峠付近，三重町図幅地域）は宮地・富田・野田（1963），中部（大分県緒方町一宮崎県高千穂町および五ヶ瀬町，竹田・三田井および鞍岡各図幅地域）は神戸（1957），斎藤・神戸・片田（1958）および野田（1959）により研究された。竹田図幅地域の秩父帯では野田の研究による珊瑚化石 *Dania tsuzuraensis* の発見によりシルル系九折層が報告され，圧砕花崗岩や超塩基性岩類とともにレンズ状岩体をなす部分があり，黒瀬川構造帯に対比される。

Ⅲ. 1. 1 塩基性変成岩類(B)

緑色片状（一部塊状）の変成岩である。そのなかでは角閃岩が最も多く，単斜輝石岩と片状斑れい岩とがそれにつぐ。それらは緒方町湯ノ迫東方のレンズ状岩体をのぞけば分布範囲がせまく，地質図に図示できないものが多いが，超塩基性岩に伴われてしばしば分布する。

第2表 黒瀬川構造帯の地層，岩体および対比

	四 国	九 州 東 部	九 州 中 部	九 州 西 部
シルル紀層	岡成層群	奥 畑 層	九折層・祇園山層	
酸性火成岩類	三滝火成岩類	三国圧砕花崗岩類	鞍岡火成岩	八代火成岩類
変成岩類	横倉山火成岩類	本匠変成岩類	圧砕花崗岩	
	寺野変成岩類		五ヶ瀬変成岩類	八代片麻岩類
研究者または命名者	小林（1941） 市川ほか（1956）	宮地・富田・野田（1963）	斎藤・神戸（1954） 宮地・野田（1965） 野 田 （1959）	松本・勘米良（1952）



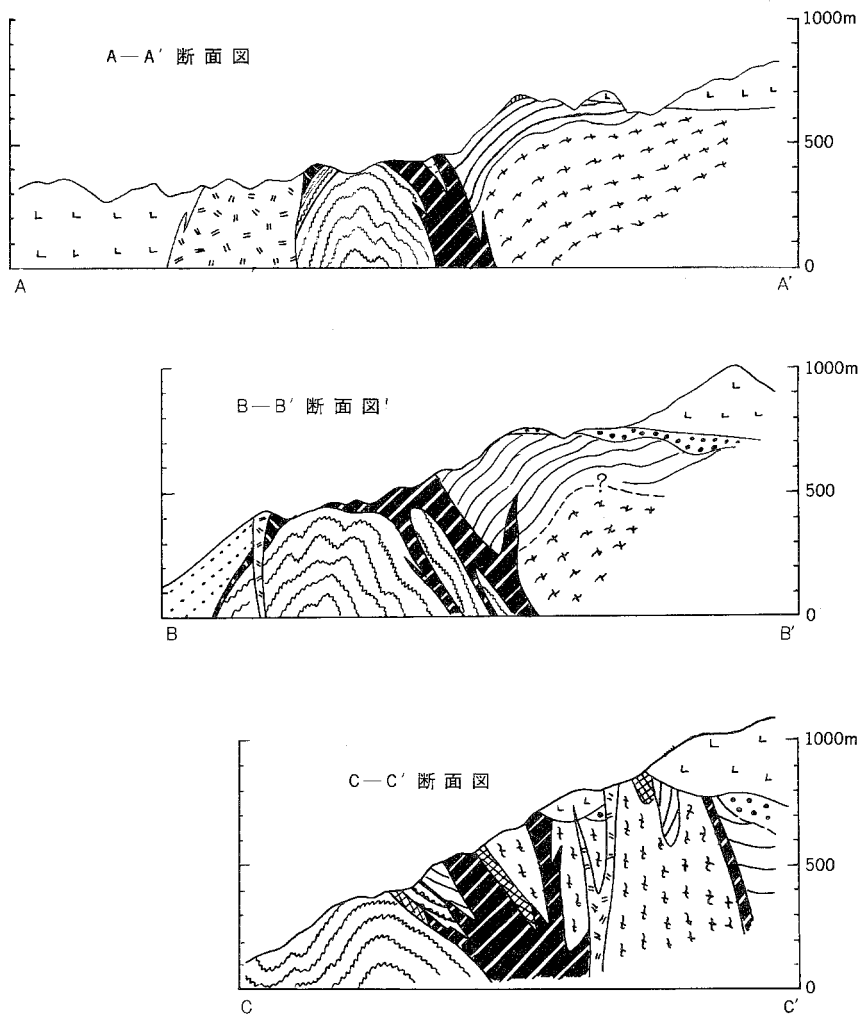
- | | | | | |
|--|-----------|--|-----------|------------------------------|
| | 第四系 | | 砂岩・粘板岩 | 生
上
部 |
| | 花崗岩類 | | チャート | |
| | 花崗斑岩 | | 塩基性溶岩・凝灰岩 | |
| | 珪長岩 | | 黒色千枚岩 | 縞状
ホルンフェルス |
| | 細粒花崗閃緑岩 | | 緑色千枚岩 | |
| | 祖母山火山岩類 | | 超塩基性岩類 | 構造帯
の
古
期
岩
層 |
| | 見立層 | | シルル紀層 | |
| | 土岩層・ニクダキ層 | | 同上の石灰岩 | |
| | | | 圧砕花崗岩 | |
| | | | 角閃岩 | |

第10図 奥岳川上流地域の地質図
Geologic map of the upper basin of the Okutake River.

角閃岩は暗緑色－灰緑色で片状を呈し、細粒－中粒の普通角閃石からなり、緑れん石・緑泥石・スフェーン・ざくろ石（おそらくアルマンディン）などを伴う。普通角閃石は鏡下に淡緑色で多色性がある。これとべつに長柱状のアクチノ閃石が脈状につらぬくものがある。

角閃岩には斑れい岩質の組織を示すものがある。この場合、斜長石はソーシユル石化し、また普通角閃石は結晶の周縁や劈開にそって青緑色角閃石となることがある。塩基性変成岩体の一部には、単斜輝石（異剥輝石）のやや粗粒の集合からなるものがあるが、片状を示さず火成岩組織に近い。これは超塩基性岩の一種と見なしてよいかも知れない。

角閃岩は超塩基性岩に伴ってレンズ状岩体をなし、原岩の推定は困難であるが、宮地（1964）の指摘のように、輝石を含む火成岩に由来する可能性がある。それが角閃岩相の変成作用をこうむり、さらに



第11図 奥岳川上流地域基盤岩の地質断面図（凡例は第10図と同じ）
Geologic profiles of the basement rocks in the Fig. 10 (see Fig. 10 for legend).

後退変成（一変質）をうけたと考えられる。

これら変成岩類の原岩は先カンブリア時代であり、また初期の変成作用は先シルル紀であろうとの見解が、宮地ほか（1963）によつてのべられているが、その考えは有力なものであろう。

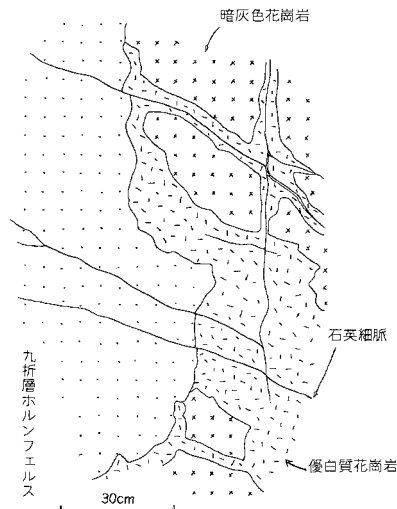
Ⅲ. 1. 2 圧碎花崗岩 (G)

圧碎花崗岩は緒方町九折谷に主として分布するが、湯ノ迫付近の構造帯中にもわずかに分布する（第10, 11図）。

九折谷では東西800m, 南北1, 200mの範囲を占め、東および南は見立層および祖母山火山岩類におおわれている。地表で見られるかぎり、ほぼ南北方向の分布形態を示し、この地域の秩父帯の一般的構造方向である東西、あるいは東北東—西南西方向とは調和しない形態であるのが注目される。

この岩体は上記のように新生代の地層によつておおわれるほか、超塩基性岩類によつて切られ、またシルル系九折層と接する。圧碎花崗岩とシルル系との関係は、貫入または被覆のいずれであるか断言できない（第12図）。圧碎花崗岩の接触部における熱変成の有無は、そのあとの新第三紀花崗岩の貫入による広範囲にわたるホルンフェルス化によつて不明の状態となっている。一方、これに接するシルル系の側には基底礫岩は認められない。

竹田図幅地域内の圧碎花崗岩の時代を示す直接の証拠は現在見出されていない。しかし、一般にこの



第12図 圧碎花崗岩とシルル系九折層の接触部スケッチ（豊栄鉱山—105m坑壁）。熱変成をうけているためあつて、貫入または不整合のいずれとも判断が困難である。石英脈がつかぬところでは花崗岩が脱色して優白色となる。

The cataclastic granite and the Silurian Tsuzura Formation. Contact relations, intrusion or unconformity, is not determined owing to thermal metamorphism affecting both units.

種の構造帯の花崗岩類が先カンブリア時代のものであるとする考えは有力である。これらの岩石を先カンブリア時代のものであるとする主張の一つに、副成分ジルコンの群色がある。三滝・三国峠などの花崗岩類は紫ジルコンを含むことが知られており、これは TOMITA (1954) によれば始生代に限られるという。竹田図幅地域の圧砕花崗岩のジルコン群色は無色—白色であるが、これは後期の熱変成による変色と考えられ、この場合はジルコン群色による時代推定は不確実となる。

九折谷上流の一部では、この岩体のなかに片麻状の部分があり、これは普通角閃石と斜長石とが交互に縞状に配列する片麻状斑れい岩であるが、これはむしろ前項の塩基性変成岩類に属するものであろう。

圧砕花崗岩の化学組成を第3表に示す。

この花崗岩の鏡下における性質はつぎのとおりである。

主成分鉱物：斜長石・カリ長石・石英・黒雲母

副成分鉱物：白雲母・燐灰石・ジルコン・クリノゾイサイト

二次生成鉱物：石英・緑泥石・酸化鉄（—チタン）鉱物・炭酸塩鉱物・粘土鉱物

斜長石（おそらく灰曹長石）は大きい長方形その他の形で量的にも多い。アルバイト双晶縞のゆがみ特徴的で、ときにそれが切断されたところは、他の結晶粒界とともに石英の細粒集合の脈によってうずめられている。カリ長石は大小さまざまで、石英とこまかく共存して上記のような脈状—網状をなすことが多い。黒雲母はこわれた破片の集合をなし、しばしば緑泥石とチタン鉄鉱の集合に変化しそれらが脈状—くさり状につらなる。方解石や苦灰石（？）などの炭酸塩鉱物あるいはセリサイトを含む粘土鉱物が斜長石を交代することがある。

この圧砕花崗岩の石英・カリ長石・斜長石の量比は一定しないが、斜長石 \geq カリ長石であるからアダメロー花崗閃緑岩である。しかしながら苦鉄鉱物が少く、とくに角閃石をほとんどみとめないことや、石英が多く含まれることなどから、トロニエム岩と呼びうるものも多い。

圧砕化がさらにすすんで、等粒状組織が失われ、鏡下で珪長質部分がレンズ状となり、その間をセリサイト・黒雲母・緑泥石・鉄鉱物の集合が脈状に充填するミロナイト状の岩相もある。しかしながらミロナイト状のところは新期の熱変成をうけて細粒ホルンフェルス組織となることがしばしばで、多量の黒雲母が生じており、そこに角閃石集合体が伴なわれたり、ざくろ石（アルマンディン？）が生成したりしている。

第3表 九折谷（豊栄鉦山南）の圧砕花崗岩の化学組成
Chemical composition of cataclastic granites from Tsuzura-dani

	I (新発表)*	II (加納, 1967) による
SiO ₂	74.83	69.43
TiO ₂	0.10	0.36
Al ₂ O ₃	13.24	16.57
Fe ₂ O ₃	0.74	0.21
FeO	1.84	1.98
MnO	0.05	tr
MgO	0.48	1.04
CaO	0.77	1.11
Na ₂ O	4.03	3.75
K ₂ O	3.57	4.80
P ₂ O ₅	0.16	0.03
H ₂ O+	0.10	1.02
H ₂ O-	0.07	0.18
Total	99.98	100.48
分析者	石橋 澄	平野次男

* 採取地点は地質図上のCG

III. 1. 3 シルル系（九折層）（Tzおよびそれに伴うIs）

本図幅地域内のシルル系は、南東部の緒方町地域の奥岳川支流九折谷流域の一部を占め、およそ1.5 kmの幅で、東西方向ないし北東—南西方向をもって分布し、北東部は祖母山火山岩類により被覆される。北西部は超塩基性岩類をへだてて、縞状千枚岩

源ホルンフェルスと接する。さらに南西部は三田井図幅地域におよび、南東部は見立層および祖母山火山岩類により被覆される。

本地域内のシルル系は野田（1959）により九折層と命名され、西南日本外帯各地のシルル系と同じく、秩父帯のなかにあってもいわゆる秩父系すなわち上部古生界（一部は三畳系）の諸地層とは、その産状、岩質および地質構造がいちじるしく違っており、北上系（矢部、1958の提唱）として区別されている。

この図幅地域のシルル系は熱変成をかなり強くうけているので、ほかの地方のシルル紀の地層とはその外観が異なり、黒雲母ホルンフェルスで特色づけられる紫褐色化はむしろ秩父帯一般の地層と近似した様相を呈している。

九折層の模式地である緒方町九折谷の流域では、構成岩石は紫褐色の黒雲母ホルンフェルス（粘板岩起源）、灰白色の砂岩源ホルンフェルスの互層を主とし、石灰岩層を挟有する。紫褐色黒雲母ホルンフェルスのなかには1-3mmの石英や長石を斑状に含むものがあり、流紋岩熔岩あるいは酸性凝灰岩起源のホルンフェルスであることを示すが、ほかのものは粘板岩起源であろう。斑状鉱物の有無でそれを区別し得るのみである。

石灰岩も同様に全く糖晶質化し、色々の原構造は失なわれている。もっとも大きく発達するのは九折谷右岸の豊栄鉱山二号鉱床付近であり、九折谷支流の無名谷左岸斜面にそって厚さ30mで単斜状に北へ傾く。石灰岩からは野田（1959）により *Dania tsuzuraeensis* NODA n.sp. なる床板珊瑚化石が発見され、*Dania* 属はかつて MILNE-EDWARDS と J. HAIME（1850）により報告され、シルル紀特有のものであると考えられているので、九折層の地質時代がシルル紀とされるにいたった。珊瑚化石は石灰岩層の層理に平行して産出し、まわりはかなり粗大な方解石集合からなる糖晶質石灰岩からなり、一部にはざくろ石スカルンが生じているにもかかわらず、化石はよく組織が保存されて風化面に突出している。おそらくや珪質となっているのであろう。ほかの地方のような *Halysites* や *Favosites* が発見されないのは、このように強い熱変成により消失したものと考えられる。

この九折谷の石灰岩層は下部で金属鉱床を胚胎し、豊栄鉱山一号鉱床として錫・亜鉛・硫化鉄鉱を採掘している。

九折層は全面的にホルンフェルスになっており、地質構造の判定はむずかしいが、石灰岩層の形態により構造をある程度識別できる。それによると秩父帯の諸岩層の一般的構造である東西性あるいは東北東-西南西性の傾向とは必ずしも一致しない。

豊栄鉱山の一号鉱床付近では、圧砕花崗岩の形態に調和し、花崗岩体と九折層の接触面に平行して接触面からほぼ30mへだてた九折層のなかに石灰岩層が賦存する。このような配列の関係は、花崗岩が貫入岩体ではなくて、既存岩体としての花崗岩体を被覆して九折層が堆積した可能性を示すものではあるまいか。同様の関係は西隣の尾平鉱山（三田井図幅地域内）にもあり、同鉱山のスカルン化した層状-レンズ状の石灰岩のほとんどが圧砕花崗岩の分布に近接している事実がある。ただし、九折層堆積の基底を示す礫岩層は発見されないで、なお詳細な検討が必要である。

九折層の流紋岩質岩石の鏡下の観察はつぎの通りである。

斑晶：カリ長石・斜長石・石英

石基：珪長質鉱物微晶集合

カリ長石と斜長石（曹長石－灰曹長石）の粗大な斑晶がめだち、融食された石英がそれに次ぐ。有色鉱物も含まれるが緑泥石化して原鉱物は明らかでない。緑泥石が一部角閃石化することと、斑晶および石基をつらぬく角閃石脈の存在は新期の熱変成に由来するのであろう。

Ⅲ. 1. 4 上部古生層

九州の秩父帯の大部分は上部古生層からなるが、北から南へ構成岩石と地質構造とからつぎのような3つの帯²⁾にわけることができる。

北部帯：主としてチャート・粘板岩・砂岩および塩基性火山岩類からなり、かなりの部分が低度の広域変成作用をうけている。また超塩基性岩類の進入とそれに伴う古期岩層のレンズ状衝入がある。地質時代の詳細は明らかでないが、上部古生界の比較的古いメンバーを含んでいることがある。

中部帯：砂岩・粘板岩互層を主とするが顕著な石灰岩層を伴い、かなりの塩基性火山岩類も含まれる。大部分が二畳系であるが、下部三畳系の含まれる地域もある。

南部帯：砂岩・粘板岩およびチャートの互層を主とし、南限付近に厚い石灰岩層を伴う。二畳系－三畳系と考えられ、南半の部分は三畳系を主とする三宝山帯に対比される。

竹田図幅地域の秩父帯は主に北部帯に属するが、中部帯の一部もみられる。これらの地帯の大部分は上部古生層であるが、それらの層序・構造ともに明らかでなく、地層の大部分は東西または東北東－西南西の走向をもち、北または南へかなり急傾斜である。北部帯の地層は広域変成作用により千枚岩化している。これは北へむかって変成度がやや高まると共に黒瀬川構造帯の周辺とくに北縁や超塩基性岩体に接近するところでも著しい。

図幅地域内では、傾山の祖母山火山岩類により上部古生層の分布が断たれ、東の清川地区（大分県大野郡清川村）と、西の九折地区（大分県大野郡緒方町）とにわけられる。

Ⅲ. 1. 4. 1 清川地区の上部古生層（ph, by, psl, ch, sslおよびそれらに伴うls）

竹田図幅地域南東縁部に位置する清川地区には、三重町図幅地域の上部古生層の西延にあたる地層が分布する。すなわち北部帯から中部帯の上部古生層で、地層は北あるいは南に傾き、背斜あるいは向斜を繰り返す。時には東北東－西南西の断層でたち切られ、複雑な構造を呈するが、層序については詳らかでない。つぎに北部帯および中部帯のそれぞれについて、分布、岩相、構造などにつき記載する。

北部帯の地層 層序が不明で、地層区分は難しいので北から最北部、北部、中央部、南部に分けて説明する。

最北部：奥岳川をはさみ、北は相野を中心とし、主部は湯ノ迫、左右知を結ぶ地域に、南は轟部落の北縁を限界とし、幅約1kmを占めて分布する。岩相は緑色千枚岩を主とし、黒色千枚岩質粘板岩がこれにつぎ、チャート・砂岩および石灰岩の薄層を伴っている。

緑色千枚岩は淡緑色の塩基性凝灰岩源の千枚岩である。鏡下では緑泥石－絹雲母－石英の組合せからなり、アクチノ閃石が生じている場合や、長柱状緑れん石－方解石－曹長石－青緑色角閃石の鉱物組合せを

2) 黒瀬川構造帯研究グループによる四国秩父帯の区分は北帯・中帯・南帯の名称であるが、それらと厳密に対応するとはかぎらないので、ここでは北部帯、中部帯、南部帯とよんでおく。

レンズ状一脈状に伴う場合などがある。一般に細粒で、かつ堆積ラミナを残し、不透明に近い汚濁物のバンドを伴うなど、広域変成岩としての再結晶作用は弱い。三波川変成岩に似る千枚岩一片岩化の傾向を認めることができる。緑色千枚岩は轟谷以東では次第に緑色塊状の輝緑岩質となる。

主に緑色千枚岩に挟まれる薄い石灰岩は、肉眼的には不純で、珪質バンドや緑色凝灰質バンドを頻繁にはさむが、これらは石英および緑泥石からなる。石灰岩そのものはこまかく再結晶しているが、その方解石粒の劈開面は弯曲している。

最北部の地層は東北東—西南西の走向をもっているが、北あるいは南に傾斜し背斜および向斜を呈するが、つぎのべる北部の地層との上下関係は不明である。塩基性変成岩類や超塩基性岩類が出現するのも最北部の分布地域である。

北部：轟部落を中心とし、最北部の南に幅約500mを占めて分布する。岩相は暗灰色中粒—細粒砂岩および黒色千枚岩質粘板岩の互層を主とし、チャートおよび石灰岩の薄層を伴っている。

北部の地層は最北部の地層と同様に東北東—西南西の走向を有し、背斜および向斜を呈するが、最北部や中央部の地層との上下関係は不明である。しかしながら北部の砕屑岩の岩相からそれらの火山岩類の岩相にかけては漸移的である。

中央部：轟部落より南に位置し、北部の南に幅約1.5kmを占めて分布する。岩相は塩基性火山岩類およびチャートの互層を主とし、暗灰色中粒—粗粒砂岩および黒色千枚岩質粘板岩を伴っている。

輝緑岩は鏡下においてオフィティック組織をとどめる。すなわちソーシユル石化した自形長柱状斜長石の集合の間を有色鉱物がうずめる。後者は緑泥石化と方解石化などのため原鉱物は明らかでないことが多いが、一部に淡紫褐色のチタン輝石がレリクトとしてみとめられる。

チャートは塊状ないし縞状を呈し、前者は白色でときに厚層をなし、屹立するコシキ岩（海拔656m）の岩峯をつくる。堅硬で風化によく耐えるので急峻な地形を呈することが多い。後者は灰・暗灰・灰白・青灰・褐黄など雑色を示し、小褶曲をくりかえしている。これらのチャート層はマンガン鉱床を伴うことがある。

中央部の地層は東北東—西南西の走向を有し、背斜および向斜を呈するが、中央部のほぼ中央を占めて東北東—西南西の走向を有し、ほぼ30°北に傾斜する断層があり、顕著な擾乱帯がある。

南部：中央部の南に位置し、幅約500-700mを占めて分布する。岩相は黒色千枚岩を主とし、砂岩およびチャートを挟有する。中央には数mの、南限には幅50mにおよぶ超塩基性岩類が分布する。地層は東北東—西南西の走向を有し、ほぼ30-60°北に傾斜する。

北部帯の地層は化石未発見であるが、その大部分が千枚岩質粘板岩や塩基性火山岩類などを主とする岩相からなり、さらに構造的な位置を考慮に入れると三重町図幅地域や白杵図幅地域（神戸・寺岡、1968）の鎮南山帯の古生層に対比されることはほぼ確実で *Pseudofusulina* 帯ないしそれより下位に及ぶと考えられる。すなわち、二疊紀前期あるいはさらに下位におよぶと考えられる。

中部帯の地層 北部帯の南限に分布する超塩基性岩類の南に分布するが、竹田図幅地域にはわずかに分布し、大部分は三重町図幅地域に分布する。岩相は主として砂岩・粘板岩および石灰岩により特徴づけられる。全般に石灰岩の発達著しく、見かけ上、数枚の厚い石灰岩があり、隣接の三重町大白谷部

落付近では石灰岩のみの露出幅が500mをこえる。地層はおおむね東北東—西南西の走向を有し、45-75°北傾斜の単斜状を呈するが、露頭の観察から複雑な褶曲のくりかえしと考えられる。石灰岩はドロマイトを伴うことがある。

西方には北西—南東方向にのびる花崗斑岩を主とする岩脈があり、また上部古生層にもその分岐または平行の小岩脈が多く、それらによる熱変成がみられる。変成部分の幅は数100mである。石灰岩はこの岩脈に近づくおよそ500mの範囲が白色糖晶質となっている。

中部帯の地層は化石未発見であるが、幅広い石灰岩を主とし、砂岩および粘板岩からなり、その構造的な位置をも考慮に入れると、三重町図幅地域や白杵図幅地域（神戸・寺岡，1968）の津久見帯古生層に対比されることはほぼ確実に三疊系に属し、その大部分は *Pseudofusulina* 帯から *Yabeina* 帯に属するものと推定される。なお津久見帯には三疊紀前期基盤ヶ岳層や石炭紀水晶山層が分布するが、竹田図幅地域の中部帯の地層にこれらの地層が含まれるかは詳らかでない。

Ⅲ. 1. 4. 2 九折地区の上部古生層 (ph)

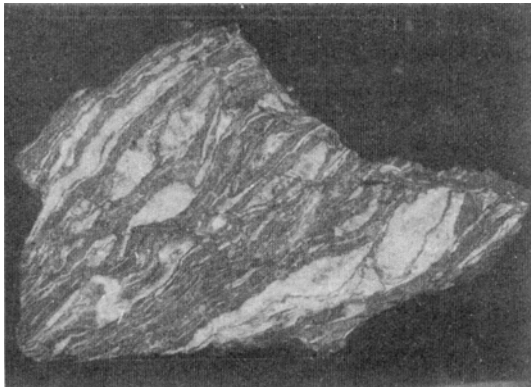
九折地区の超塩基性岩類の北側にある縞状千枚岩源ホルンフェルスは野田（1959）により、岩相上の対比から秩父系と見做されているが化石は未発見であり、正確な時代は不明である。

縞状ホルンフェルスとよぶフィールドネームは、白と黒または白と緑の互層状の細縞の発達がいちじるしいためであり、原岩の堆積岩が一たん千枚岩となったのちに熱変成をうけるという、複変成の産物と考えられる。

豊栄鉱山選鉱場の南にあるケイセイ谷とドウカイ谷に分布するものは、黒色ホルンフェルスのほかにかなりの緑色ホルンフェルスを伴う。上記の細縞は堆積のラミナを示すものと思われるが、微褶曲の発達がいちじるしく地質構造は明らかでない。

しかし、両翼には背斜形態の超塩基性岩類が分布し、ホルンフェルスの部分的走向および傾斜などから、地層は背斜を基本構造とすると考えられる。

九折谷の西方では、土岩南方の柳谷、ケイソウ谷（海相谷）、イボシ谷（飯干谷または烏帽子谷）など



第 13 図 上部古生層の縞状千枚岩を原岩とする黒雲母ホルンフェルス（緒方町土岩南東方）

Biotite hornfels from banded phyllite of upper Paleozoic formation.

の奥岳川右岸支流の流域に分布し、さらに三田井岡幅地域の尾平鉱山方面へのびる。イボシ谷付近ではその北側（山地斜面の下方）に土岩層の砂岩が接するが、おそらく断層関係であろう。ほかの場所では両者の境界に超塩基性岩類が貫入している。

黒色縞状ホルンフェルスは明暗の細縞の発達がいちじるしい（第13図）。すなわち粘板岩源の黒雲母からなる黒色－暗褐色縞と、珪長質の白色縞とが交互していわゆるトラシマ状をなすが、剝離性にはとぼしく、全体が堅硬なホルンフェルスである。その一部は、一見片麻岩（とくに准片麻岩）ともよぶべき外観を呈する。

緑色縞状ホルンフェルスも明暗の縞の発達がいちじるしい。緑色の縞はアクチノ閃石の細粒集合からなり、一見すると構造帯古期岩としての角閃岩に似る。しかし角閃石の種類、粒度、縞状構造の発達のちがい、一部に玄武岩源とみられる杏仁構造の存在すること、などの相異点がある。この緑色縞状ホルンフェルスは塩基性火山岩類の千枚岩化されたものが、新第三紀酸性貫入岩類により熱変成をうけて生じたのであって、角閃岩相の高度広域変成岩ではない。

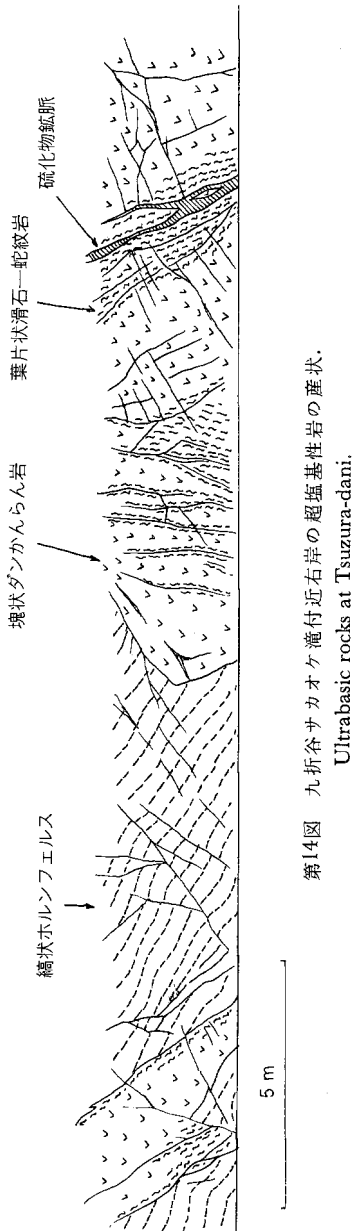
九折地区の古生層は、上記のような特異な岩相で、チャートや石灰岩など二畳－石炭紀の地層に一般的に存在する岩相が見出されず、化石も未発見であるので地質時代については今後検討の余地がある。

III. 1. 5 超塩基性岩類 (U)

秩父帯の超塩基性岩類は祖母・傾山地において東西の2地域に分かれて分布する。東部地域の清川村では、蛇紋岩を主とし、数条の幅のせまい岩床状をなして分布する。西部地域ではむしろかんらん岩が蛇紋岩よりも多く、岩体の形態も複雑である。西部地域のものは「本谷山かんらん岩体」と称せられる。

これらの超塩基性岩類は黒瀬川構造帯の古期岩類・シルル紀九折層・秩父帯の上部古生層および白亜紀の土岩層などをつらぬいている。東部地域のように既存の岩層が背斜、向斜構造をなすとはいえ、地層の擾乱が著しくないときは、超塩基性岩類も地層面にほぼ平行な板状をなし、単純な岩床形態である。

しかし西部地域のように、膨縮にとむとき、岩体の傾斜が変化し、とくにドーム状ないし屋根型や分岐状をな



第14図 九折谷ササカオカケ滝付近右岸の超塩基性岩の産状。
Ultrabasic rocks at Tsuzura-dani.

すときなどの場合は、岩体の賦存状態の立体的な解明が必要となる。幸いこの地域は地形がけわしく、谷が深くV字状に山地をきざみ、また豊栄鉱山のように地表から130mの深部まで坑道がのびていることなどから、超塩基性岩類の産状はかなり把握できる。

たとえば豊栄鉱山の九折谷両岸では、中間に縞状ホルンフェルスをはさんで南北2列の岩体があり、それぞれの傾斜は北側では北へ、南側では南へむかう（第14図）これらは東方および西方の高位置ではしだいに接近してついに合致しており、明らかに背斜形態で、ラコリスーフアコリス状を呈する。

またその西方にあるケイソウ谷とイボシ谷にはさまれた尾根では、ほとんど水平構造のかんらん岩を主とする岩体があり、一般走向と直角なNW-SE方向にはぼ600mのひろがりをもって竹田・三田井両図幅地域にまたがっている（第10・11図）。この水平的分布の南北両側はそれぞれ外側へむかって傾く板状形態となるので、それらを翼とする背斜状またはドーム状形態といえることができる。

ただしこの背斜の両翼の岩層分布は対称的でなく、北翼の北側には土岩層が、南翼の南側にはシルル紀九折層および黒瀬川構造帯の古期岩層が分布する、また軸部には、豊栄鉱山と同じく縞状ホルンフェルスが分布する。

しかし向斜部では、上部へむかっただけの分岐状をなし、その軸が傾くときは水平方向への分岐として平面図に表現される形態となる。これはコノリスとよばれる型式で、背斜部のゆるやかさは全く見られない。

超塩基性岩が背斜形態をなすときの軸部は秩父系の千枚岩化した地層であり、コノリス形態をなすのは古期岩の構造帯のところにおいてである。古期岩がこのようなあり方を示すのは、それが超塩基性マグマ活動に伴って深部の基盤から衝入（squeeze out）したことを思わせる。

シルル紀九折層や構造帯の火成岩・変成岩類がまわりの秩父帯の岩層と接する場合はほとんどつねに接触部に超塩基性岩類が介在している。

超塩基性岩類の種類は蛇紋岩とダンかんらん岩を主とする。そのほかに滑石濃集部や石綿細脈も見出される。また加水ざくろ石+単斜輝石からなる灰白色ロジン岩が、大白谷付近の蛇紋岩に伴われる（唐木田・宮地、1973）。蛇紋岩は肉眼的に①暗緑-黒色ちみつ質のものと、②淡緑-濃緑の種々の色調を有し、葉片状に剥離しやすいものがある、②は破碎帯を形成し、地すべりなどの原因ともなる、①②いずれも風化によって細片化し、このような破碎化と細片化とによって蛇紋岩の露出地は一見して他の種類の岩石と区別できる。かんらん岩は蛇紋岩よりも塊状かつ堅硬であるが、岩体内にはかなり剪断面や圧碎面が生じ、そのようなところは滑石化または蛇紋岩化がすすんでやはり軟弱となる。かんらん岩の風化面は黄褐色化がはなはだしく、これは蛇紋岩と同様、他の岩石との識別の際に大きい特徴となる。

近畿地方以西の秩父帯では多くの場所で超塩基性岩類を伴うが、それらのなかにダンかんらん岩を主とする岩体は見られない。祖母・傾山地の新第三紀花崗岩マグマによる熱変成帯にかぎってダンかんらん岩が分布することは、それが蛇紋岩化をまぬかれた原岩としてのかんらん岩ではなく、蛇紋石が熱変成をうけて脱水・転移してかんらん石となった熱変成起源と考えるのが妥当である。次にのべるダンかんらん岩の岩石組織も、そのような原因すなわち再結晶かんらん岩と考えると矛盾がない。

ダンかんらん岩の顕微鏡的性質

第4表 豊栄鉱山産滑石含有かんらん岩の化学組成

Chemical composition of talc-bearing dunite

SiO ₂	50.01
TiO ₂	0.17
Al ₂ O ₃	0.77
Fe ₂ O ₃	0.61
FeO	6.07
MnO	0.114
MgO	35.68
CaO	0.04
Na ₂ O	0.098
K ₂ O	0.038
P ₂ O ₅	0.016
H ₂ O+	5.94
H ₂ O-	0.41
Total	99.966

(石橋 澄・分析)

苦土かんらん石は比較的粗粒の等粒状集合することと、それらの間をうずめて細粒結晶の集合するところとがあり、細粒部にはクロム鉄鉱を伴う。これらを長柱状-針状の斜方角閃石がつかぬことがある。滑石の葉片集合が斑状または不規則にかんらん石集合部を交代し、そのなかにかんらん石粒がレリクトとして見られる。そのほか蛇紋石は多くの場合伴なわれる。これらの構成鉱物の消長によって、この地域のかんらん岩は次の型式にわけられる。

ほとんど苦土かんらん石のみ

苦土かんらん石+蛇紋石

苦土かんらん石+滑石

苦土かんらん石+蛇紋石+滑石

苦土かんらん石の多いものは耐火度が高く、鑄物砂そのほかの耐火物原料として活用し得る(後述)。超塩基性岩のうち、滑石化を伴うかんらん岩の化学組成を第4表に示す。なおこのほかに後述のような多くの工業分析データがあり、それらによればMgO 49%に達して苦土かんらん石にとむものがある。

蛇紋岩の顕微鏡的性質

葉片状の蛇紋石の微細な集合からなり、滑石が脈状-リボン状につらぬいている。磁鉄鉱が粒状、雲状そのほか不規則状に多量に伴われる。不規則な形のかんらん石粒が散点することがあるが、それが残晶なのか、変状斑晶なのかは明らかでない。角閃石の集合体を伴うことがあり、多くはアクチノ閃石であるが一部には斜方角閃石のことがある。

III. 2 朝地変成岩類 (Aj)

朝地変成岩類は大分市の南西方から朝地町にかけて、延長約23kmにわたり細長く分布し、その主な分布は北-北東隣の久住・犬飼両区幅地域内にある(小野, 1963; 大島ほか, 1971)。本区幅地域内には竹田市街北方2kmの法師山(8ページ, 第7図)と、同市街北東3kmの三宅付近とに、新生代火山岩類に周囲をとりまかれた小分布があるのみである。また、竹田市街北東1.5kmの^{はさだ}狭田には次項に述べる超塩基性岩の小露出があり、これは本変成岩類を貫く岩体と思われる。

法師山付近に分布するものは、暗緑色、緻密、塊状の玄武岩が多く、他に、気孔を含む玄武岩、火山礫凝灰岩、黒色または帯紫暗緑色の凝灰岩を伴う。三宅付近のものは暗緑-灰緑色の中-細粒砂岩であり、黒色頁岩をはさむ。両地域のものとも、久住区幅地域に分布するものにくらべ、はるかに変成の程度が低い。

玄武岩 76TD839A 竹田市法師山西側、トンネル西口。

肉眼的性質: 暗緑色、塊状、緻密。

構成鉱物: アクチノ閃石・曹長石・緑れん石・緑泥石・スフェーン。

間粒状組織の石基中に、曹長石化した斑晶を含み、原構造がよく保存されている。

玄武岩凝灰岩 76TD840B 竹田市法師山南側.

肉眼的性質：黒色，細粒，緻密，やや片状.

構成鉱物：緑色粘土鉱物・曹長石・スフェーン・緑れん石・不透明鉱物.

岩石のほとんど全部が玄武岩ガラス片およびスコリアからなり，ごく少量の結晶片と間粒状石基をもつ玄武岩岩片とを含む．ガラス片はカスプ形または曲線に囲まれた不定形であり，スコリアは円形・長円形の気孔を有し，ともにその外形をよく保存している．しかし，内部は変質鉱物のみからなり，初生結晶のあったことを示す残存組織は全くみられないので，当初は完全なガラスであったものと思われ，この岩石が玄武岩の水中火山活動の産物であることを示している．

砂岩 67TD525C 竹田市三宅，国道傍，農協倉庫の裏.

構成砂粒：玄武岩岩片，斜長石 ≧ 石英

玄武岩岩片は緑色粘土鉱物の基地に，曹長石化した長柱状の石基斜長石を含むものが多い．これらの岩片と斜長石結晶片とがほとんど全量を占め，石英はごく少量で，カリ長石は含まない．

朝地変成岩類に伴なう超塩基性岩 (U)

竹田市街の東北東約2km，挾田部落西方の谷底に延長100m以下の極めて狭い分布がある．主に黒色の蛇紋岩からなり，少量の緑色の輝岩を伴う．

久住・大飼図幅地域の朝地変成岩類には蛇紋岩その他の超塩基性岩が伴われるので（小野，1963；大島ほか，1971），この岩体も朝地変成岩類を貫くものであろう．この岩体は，前項で述べた朝地変成岩類の露出地点よりも南方にあり，この岩体の南南西1.3km，岡城南側の大野川沿いの県道傍には大野川層群が露出している．朝地変成岩・深成岩類と大野川層群との境界である竹田断層は新しい火山岩類に覆われて露出していないが，その位置はこの両岩体の間，約0.8kmの幅の間に限定されることになる．

かんらん石含有単斜輝石岩 67TD506B 竹田市挾田西方の道路傍.

初生鉱物：単斜輝石・かんらん石・緑色黒雲母・クロム鉄鉱

二次鉱物：無色角閃石・鉄鉱

蛇紋岩 67TD506A 竹田市挾田西方の道路傍.

構成鉱物：かんらん石（残存結晶少量）・蛇紋石・磁鉄鉱・無色角閃石

IV. 中生界

IV. 1 土岩層 (Ts)

土岩層は奥岳川上流地域に分布し，かつて上部白亜系大野川層群に属すると考えられていた地層である（斉藤ほか，1958）．これは下限不明で，千枚岩類と断層関係にあり，新时期酸性貫入岩類により著しい熱変成および熱水変質を受けている．全体として北東に沈下する向斜構造をなし，砂岩・頁岩からなり，礫岩を伴う．砂岩は大部分が中～細粒のもので，厚層をなす塊状砂岩のほか，頁岩と種々の互層をなす．頁岩はよく成層し，砂岩との薄互層部ではしばしばスランブ構造が認められる．土岩付近の奥岳川河床には，スランピングにより薄互層がちぎれて角礫化し，堆積時の変形を示す好露頭があり，またここでは塊状砂岩中に大小様々（最大径が数10cm）な砂岩・頁岩の同時侵食礫が含まれ，まれに外来の円礫もみ

られる．このような礫状岩も一種のスランブ堆積物であり，土岩層のいくつかの層準にみられる．外来礫を主とする細一中礫礫岩は厚さ1-数mで，2・3の層準に挟在し，礫としてはチャート・砂岩・粘板岩が多く，酸性火山岩や優白質花崗岩もある．

土岩層は層相・構造とも古生層とはかなり異なり，中生層と考えられるが，その時代については確証がない．三重町図幅地域の秩父帯にはジュラ紀後期から白亜紀にかけての時代の諸層が分布しており，これらのうち層相が土岩層に似ているものをしいてあげれば，高知統山部層がこれにあたる．土岩層は山部層分布地帯の西方延長上にあつて，構造的位置もよく似ており，現段階では山部層相当層とみなすのが妥当だろう．

IV. 2 湯ノ迫の白亜紀層 (Yu)

本層は秩父帯北縁にちかい奥岳川南方の湯ノ迫付近に，最大幅約300m，延長約1kmのレンズ状岩体をなして分布する．これは砂岩・頁岩および礫岩からなり，北に30-65°傾斜し，まわりの超塩基性岩類とは断層関係にあり，新期貫入岩類に貫かれている．砂岩はおもに中粒のもので，礫岩は粘板岩・チャート・砂岩などからなる比較的円磨度の低い径2-15cmの礫を含む．化石は未発見であるが，古生層とは著しく岩相を異にすること，本層の分布する構造帯の東方延長は三重町図幅地域北東隅まで追跡され，そこに下部白亜紀層が断続的にはさみこまれていることなどからして，湯ノ迫の地層は下部白亜紀層で，おそらく宮古統佩楯山層群の一部に対比されるものだろう．

IV. 3 大野川層群 (R1, R2, O1, Sおよび t)

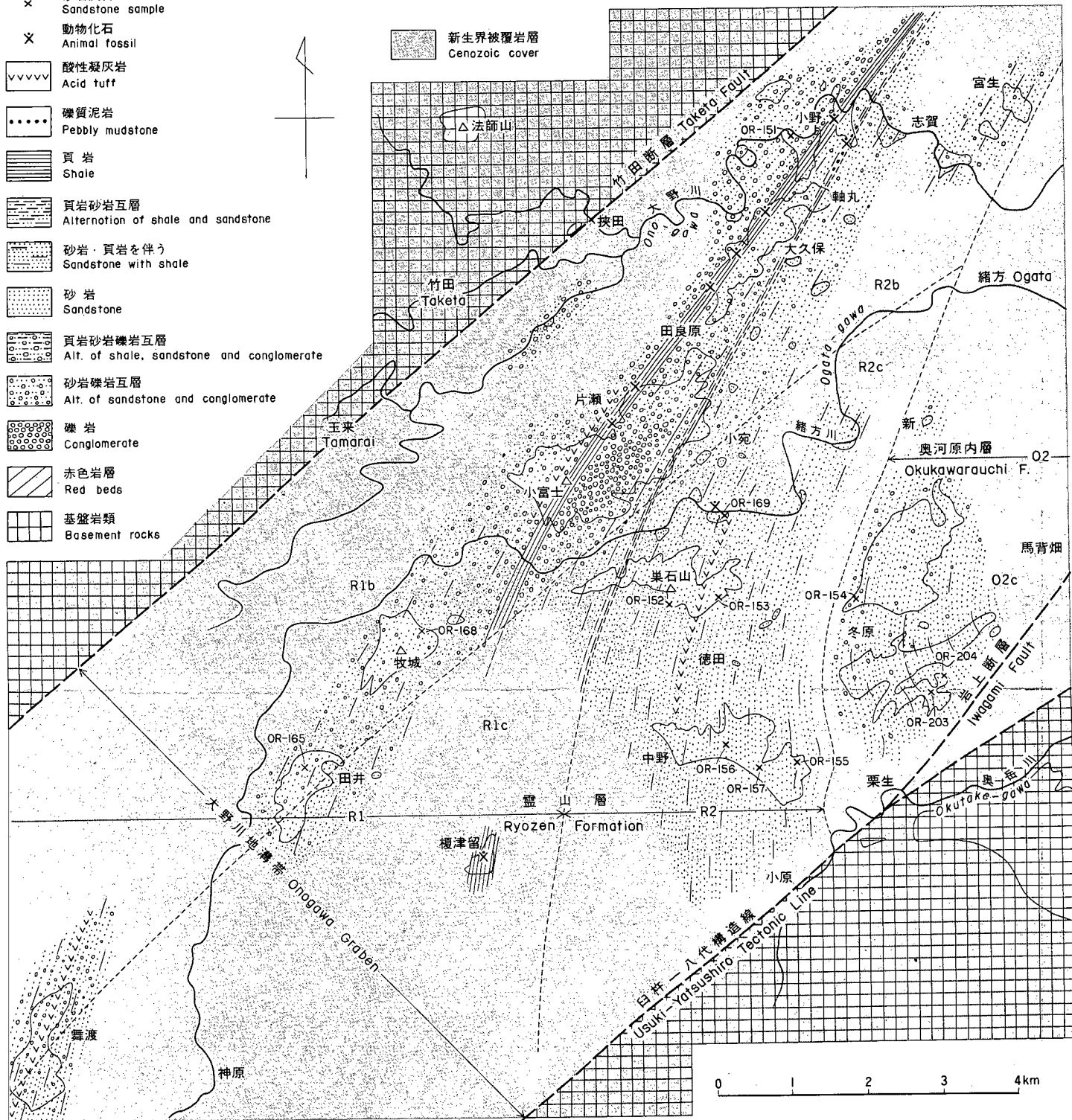
本層群は大野川地溝帯に複向斜構造をなして分布し，時代的にはギリヤーク統から浦河統上部階にまたがり，著しい層相の側方変化を示す極めて厚い地層群で，4亜層群に大別される．これについてはYEHARA (1924)，松本 (1936)，神戸・寺岡 (1968)，野田 (1969)，寺岡 (1970) らの研究がある．竹田図幅地域の大野川層群は，北側の朝地変成岩類・その他の内帯古期岩類と竹田断層で，南側の秩父帯古生層とは臼杵一八代構造線で境され，最下部亜層群上部の霊山層と下部亜層群下部の奥河原内層の一部からなり，ギリヤーク統上部階に対比される．この地域では臼杵一八代構造線が複向斜軸付近を走っているため南翼部はほとんど欠除し，露出している地層はほとんどすべて北翼のものである．しかし，上記構造線と岩上断層にはさまれた地帯には，地質断面図に示してあるように，下部亜層群上部の柴北層 (浦河統下部階) が新生界の下位に向斜構造をなして分布していると推定される．

霊山・奥河原内両層は犬飼図幅地域に広く露出し，そこでは礫岩に富むのに対し，本地域では砂岩の卓越するより沖合の層相を示す (第8，15図) 地層の厚さは北から南にいくにつれ増大する．犬飼図幅地域では霊山層の下位に宇曾層とよばれる赤色岩層があり，その下限は断層のため不明である．

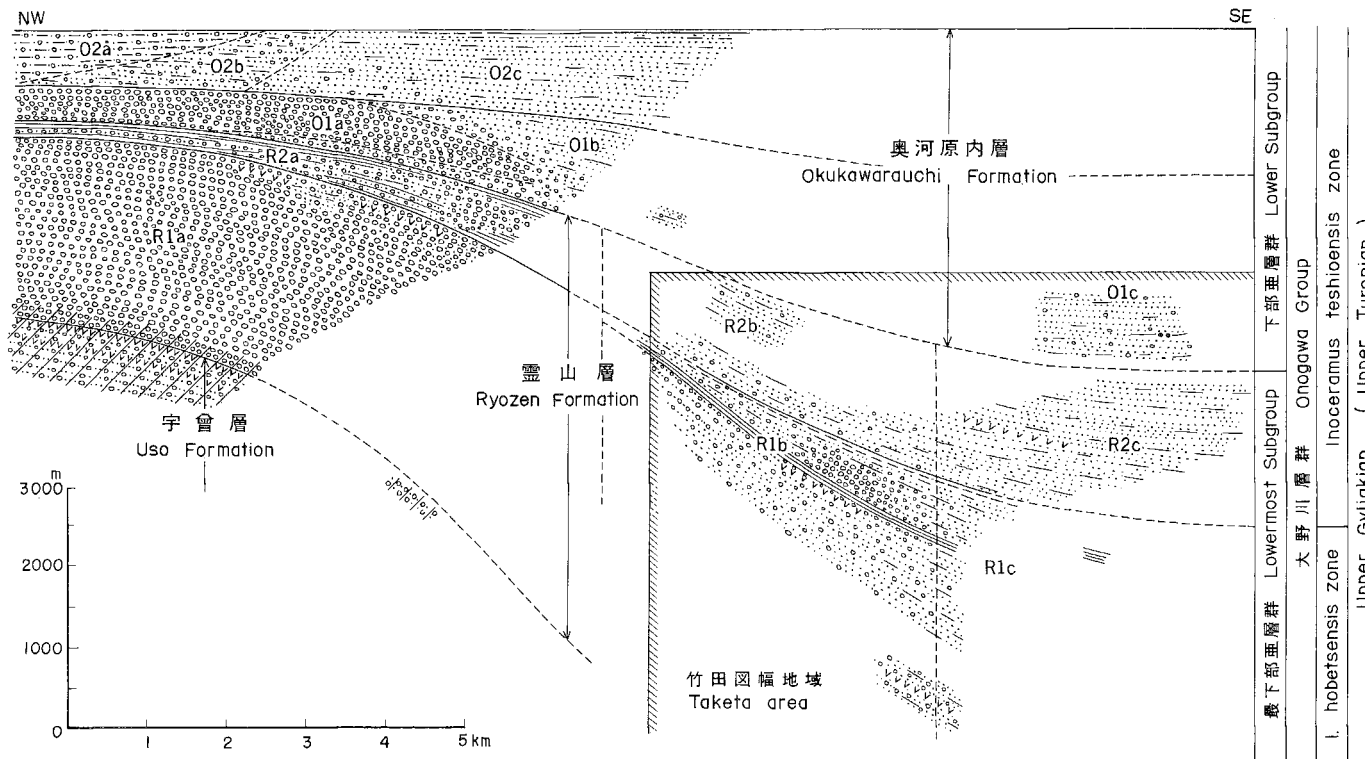
本地域の大野川層群は，露出がきわめて断片的であるが，NE-SWないしNNE-SSWの走向をもって東方に30-60°傾き，第16図のように区分される．一般に上位の地層ほど緩傾斜になり，岩上断層に近い部分ではゆるやかな褶曲がみられる．

IV. 3. 1 層 序

- OR-168 砂岩試料
Sandstone sample
- × 動物化石
Animal fossil
- vvvvv 酸性凝灰岩
Acid tuff
- 礫質泥岩
Pebbly mudstone
- ||||| 頁岩
Shale
- ||||| 頁岩砂岩互層
Alternation of shale and sandstone
- ||||| 砂岩・頁岩を伴う
Sandstone with shale
- 砂岩
Sandstone
- 頁岩砂岩礫岩互層
Alt. of shale, sandstone and conglomerate
- 砂岩礫岩互層
Alt. of sandstone and conglomerate
- 礫岩
Conglomerate
- //// 赤色岩層
Red beds
- ||||| 基盤岩類
Basement rocks



第16図 竹田區幅地域の大野川層群層相図。
Facies map of the Onogawa Group in the Taketa district.



第15図 宇曾層・霊山層および奥河原内層の層序断面図。凡例は第16図と同じ。
 Stratigraphic section of the Usu, Ryozen and Okukawarauchi Formations of the Onogawa Group.
 For legend see Fig. 16.

大野川層群は層相変化に富む地層群なので、その区分にあたっては、堆積輪廻に基づいて亜層群・層(累層)および部層に分けるほか、層相の地域差によって部層をさらにいくつかの相に分ける。大局的にみればこれら各相の境界は、堆積盆地軸部(現在の複向斜軸部にほぼ一致する)ののびの方向に走っていることが多い。

霊山層 R1・R2の2部層からなり、本地域では大野川流域から祖母山の北麓にかけて露出する。

R1部層 R1a・R1bおよびR1cの3相に分けられる。R1aは大飼岡幅地域に分布し、ほとんど礫岩ばかりからなり、ここでは部層全体の層厚が2,400m内外ある。本地域にはR1bとR1cが分布し、層序的にはR1部層上部の地層がみられる。

R1b 大野川沿いの小野付近から小富士をへて舞渡まで断続的に露出する。これにはよく連続する含化石頁岩層があり、その下限をもって上下に2分される。上部は緒方川ぞいで約900mの層厚をもち、北方に向かって急速に薄くなる。下部には酸性凝灰岩が2層あり、小富士のものはおそらくR1a最上部の凝灰岩と同層準のものだろう。

下部は砂岩・礫岩からなり、ときに頁岩薄層を挟む。大野川流域では砂岩がち砂岩礫岩厚互層からなり、南方に行くにつれ礫岩の発達がわるくなって牧城・田井付近では砂岩が主体をなす。このような岩相変化に伴い、頁岩のはさみがふえ、礫岩では礫径の減少、基質および同時侵食による頁岩・砂岩の偽礫が多くなる。北部では中礫礫岩が普通にみられるが、南部では大部分が小一細礫礫岩である³⁾。ただし、舞渡には最も下位の層準の地層が露出しており、そこでは中礫礫岩も多く、砂岩と厚互層をなし、厚さ約3mの酸性凝灰岩を挟む。礫は後述のような岩種からなり、一般によく円磨されている。砂岩の大部分は粗一中粒のもので、しばしば頁岩偽礫を含み、R1cとの境界付近では頁岩片が層理に平行に配列して縞状を呈することがある。

上部は下位から頁岩層(50-80m)、砂岩礫岩層、頁岩砂岩互層(15m)に3分される。頁岩層はよく成層した頁岩からなり、ときおり石灰質団塊を含み、次のような化石を多産する。*Mesopuzosia pacifica* MATSUMOTO, *M. indopacifica* (KOSSMAT), *Yubariceras* cf. *yubarense* MATSUMOTO, SAITO & FUKADA, *Romaniceras* sp., *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ), *Otoscaphtes puerclus* (JIMBO), *Scalarites scalaris* (YABE), *Portlandia* sp., *Nanonavis* sp., *Glycymeris* cf. *amakusense solida* NAGAO, *Pinna* sp., *Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Pecten* cf. *raduloides* STOLICZKA, *Anomis* sp., *Ostrea* sp., *Pterotrignia datemasamunei* (YEHARA), *Lucina* sp., *Gyrodes* sp., 腕足介, ウニ, 植物化石など。砂岩礫岩層は上部の主体をなすもので、粗一中粒砂岩・礫岩からなり、少量の頁岩を伴い、層厚や岩相の側方変化が著しい。礫岩は南部、とくに小富士付近によく発達する。これは大小さまざまな角一円礫が雑然とはいった淘汰不良の礫岩で(第17図)、礫種の点では下部のものほとんどかわらないが、後者よりも粘板岩・砂岩・石灰岩などの古期堆積岩礫や頁岩・砂岩の同時侵食礫が多い。概して大一巨礫(最大径45cm)は角ばっており、はいり方が不均一である。なお、このような特異な礫岩は中部亜層群の鳥岳層や上部亜層群の海辺層などによく発達する。最上部をなす頁岩砂岩互層は頁岩がち薄一中互層からなり、礫質泥岩(厚さ2m)を挟み、まれに二枚貝化石を産する。

3) 巨礫・大礫・中礫・小礫および細礫はそれぞれboulder・cobble・径32mm以上のpebble・径32mm未満のpebbleおよびgranuleに対応する。



第17図 花崗岩の巨礫を含む霊山層R1bの礫岩，緒方町小富士北東2km.
Conglomerate containing boulders of granite. R1b of the Ryozen Formation.

R1c 露出はごく限られ，巢石山・田井・舞渡でみられる北縁部の地層は粗一中粒砂岩からなり，ときおり細一小礫礫岩を伴い，粗粒岩にはしばしば頁岩や砂岩の偽礫が含まれている。R1bに較べ礫岩の発達が変わり，頁岩のはさみが多い。榎津留に露出する地層は頁岩からなり，*Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO・ウニなどを産する。これは岩相・化石内容ともR1bの頁岩層に似ているが，後者よりも層序的には若干上位のものと推定される。

R2 部層 R2a・R2bおよびR2cとに相区分される。犬飼幅地域に分布するR2aでは頁岩・礫岩・砂岩からなり，層厚が150mから700m以上にわたって変化し，南ほど厚い。頁岩は化石に富み，厚層をなして発達し，水平的にも消長が著しい。本地域でみられるR2bとR2cはいずれも砂岩相であり，部層全体の層厚は南に向って増大し，徳田付近では1,600m内外に達すると推定される。

R2b：宮生から志賀・大久保をへて小宛^{おあて}にかけて点々と露出する砂岩層がこれである。砂岩には粗粒のものも多く，ときに細一小礫礫岩を伴っており，少量ながら頁岩のはさみもある。

R2c：緒方川付近からその南方にかけて分布し，砂岩からなり，巢石山では酸性凝灰岩を1層挟む。砂岩はおもに中一細粒のもので，通例0.5-2.0mの厚さをもって成層し，ときおり頁岩薄層を挟む。小宛南方の緒方川河岸では頁岩のはさみから *Inoceramus teshioensi* NAGAO & MATSUMOTO を産する。

奥河原内層 下部亜層群の下部を構成する累層で，2部層からなる。犬飼幅地域では，下位のO1部層は大部分が礫岩からなり，上位のO2部層は砂岩を主とし，礫岩・砂岩を伴う。本地域の冬原付近に露出する奥河原内層は，O1部層下部の地層で，相区分からいえばO1cにあたる。これは粗一中粒砂岩からなり，礫岩や頁岩を伴う。礫岩は1-3mの厚さをもって数層準に挟在し，多くの場合小礫以下

の円礫を含む。頁岩のはさみは南ほど多く、ときに厚さ数mに及び、礫質泥岩をともなうことがある。奥河原内層は化石に乏しく、大飼図幅地域のO2部層から *Gaudryceras* sp., *Baculites* sp., *Imoceramus* sp., その他若干の二枚貝・ウニ・植物化石が知られているにすぎない。

IV. 3. 2 粗粒碎屑岩の組成

霊山・奥河原内層における礫岩の礫組成は、層準や場所によって、例えば礫径が小さくなると粗粒な花崗岩類・粘板岩・石灰岩などのようなこわれやすい岩石の礫が相対的に減少し、火山岩類・チャート・石英など緻密で堅硬なものがふえる傾向はあるが、礫種に関しては本質的なちがいはない。礫を構成する岩石としては、花崗岩・アブライト・花崗斑岩・石英斑岩・花崗閃緑岩・閃緑岩・玢岩・斑れい岩・流紋岩・安山岩・粘板岩・砂岩・チャート・石灰岩・石英・片麻岩・片状ホルンフェルス・結晶片岩・角閃岩・蛇紋岩などがある。ここで流紋岩としたものには火砕岩が多い。小島(1973)によると、変成岩類のなかには絹雲母緑泥石片岩・黒雲母石英片岩・紅柱石白雲母黒雲母粘板岩・堇青石白雲母黒雲母片岩・角閃石黒雲母片状ホルンフェルス・角閃石石英片麻岩・ザクロ石黒雲母石英片麻岩・ザクロ石黒雲母正片麻岩・斜長石角閃岩・黒雲母緑れん石斜長石角閃岩などが含まれている。また、角閃石黒雲母斜長石石英岩・カリ長石斑状変晶を含む黒雲母微花崗閃緑岩などと称すべき塩基性混成岩もみられる。以上のように礫種は多様であるが、量的には火成岩類、とくに花崗岩類・石英斑岩・流紋岩など酸性なものの礫が主体をしめる。

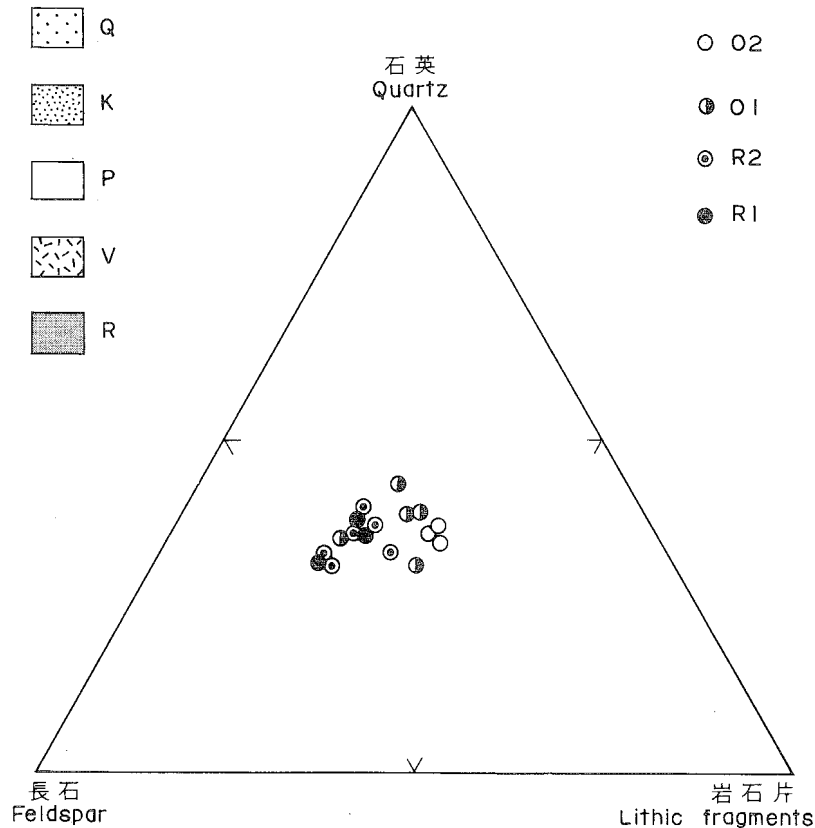
第18図に砂岩組成を示してある。モード分析に際しては、カリ長石を染色し、薄片ごとに約1,100点のポイントカウンティングをおこなった。平均粒径は100個の石英粒の平均長径である。本図からわかるように、比較的粗い砂岩についてみると、層準により多少のちがいはあるが、石英と長石はほぼ同程度に含まれ、カリ長石より斜長石のほうがかなり多い。火山岩片としては酸性のものが主体をなし、その他の岩片は礫岩のところでも述べたような岩種からなる。大野川層群全体の平均砂岩組成(試料数86)は、基質が13.9(3.0)%で、基質を除いた部分についてみると、石英34.9(4.7)%, カリ長石10.6(2.7)%, 斜長石23.6(4.5)%, 岩片30.7(6.1)%で、石英/長石は1.06(0.25), カリ長石/長石は0.31(0.06)になる。岩片としては火山岩片がもっとも多く、19.7(5.9)%をしめる。なお、カッコ内の値は標準偏差である。奥河原内層の砂岩は鉱物組成の点で層群全体の平均にちかく、霊山層の場合は長石、とくに斜長石が多く、火山岩片が少ないといえる。

層相変化・古流系・粗粒碎屑岩組成などからして、本層群を構成する堆積物は大部分が北側から供給され、その内容は時代と共に多少の変化はあったが、供給源地には酸性火成岩類を主とする種々の火成岩類が広く分布し、堆積岩類や変成岩類も露出していたことがわかる(寺岡, 1970)。

IV. 3. 3 対 比

大野川層群の時代についてはこれまで松本(1936), MATSUMOTO(1954), MATSUMOTO & NODA(1966), 野田(1969), 寺岡(1970)らによって論述され、前記のほか多数の化石が報告されている。これらによると、霊山層R1部層は *Inoceramus hobetsensis* 帯, R2部層は *I. teshioensis* 帯に属し、いずれもギリヤーク統上部階(Upper Turonian)に対比される。アンモナイトに基づく化石帯としては、R1部層に

層序区分 Stratigraphic division	試料番号 Sample No	平均粒径 (mm) Mean grain size	基質 (%) Matrix	鉱物組成 Mineral composition						
				%						
奥河原内層 Okukawarauchi F.	O2	OR-177	0.50	9.7						
		-176	0.51	13.0						
		-105	0.56	6.4						
	O1	-100	0.53	12.0						
		-101	0.51	9.8						
		-204	0.43	9.0						
		-203	0.37	10.0						
-154	0.53	12.5								
靈山層 Ryozen Formation	R2	-155	0.32	14.7						
		-157	0.25	18.6						
		-156	0.22	16.0						
		-153	0.30	11.5						
	R1	-169	0.42	13.4						
		-152	0.42	10.5						
		-151	0.37	11.8						
		-168	0.31	9.8						
-164	0.41	8.3								



第18図 靈山・奥河原内兩層の砂岩組成。Q：石英，K：カリ長石，P：斜長石，V：火山岩片，R：その他の岩片，試料産地は第16図に示す。ただし OR-100, 101, 105, 176, 177 は犬飼図幅地域から採取。
Sandstone composition of the Ryozen and Okukawarauchi Formations. Q: quartz, K: potassium feldspar, P: plagioclase, V: volcanic rock fragments, R: other rock fragments. See Fig. 16 for localities of the samples exclusive of OR-100, 101, 105, 176 and 177 which are from the Inukai district.

Subprionocyclus neptuni 帯, R2部層には *S. bravaisianus* 帯と *S. normalis* 帯が識別され, これらはいずれも Upper Turonian を指示する. 奥河原内層の時代については確証がないが, 犬飼図幅地域で下部亜層群中部の中河原内層から *Inoceramus cf. teshioensis*, *Reesidite cf. minimus* が採取されているので, これら両層もギリヤーク統である可能性がつよい.

V. 第三系

V. 1 見立層 (M)

本層は三田井図幅地域に広く分布し, その一部が竹田図幅地域までのびて分布している. 本層は分布地域の全域にわたって礫岩が優勢で, 見立礫岩の呼称が有名である.

竹田図幅地域における見立層の分布は断片的である. おもなものは九折谷右岸支流のドウカイ谷の海拔700m付近と, 同じく左岸支流のケイセイ谷上流の900-1,200m付近とにある. この両者はともに下位のシルル系九折層を傾斜不整合におおってほぼ水平に重なっている. これが松本・橋本 (1963) の見立不整合である. また, いずれも上位を祖母山火山岩類がおおい, ごくせまい露出でしかない.

見立層は層厚40m±である. 下位は礫岩からはじまるが, 全層厚の間ほとんど礫岩からなり, ところどころにうすく砂岩をレンズ状にはさむ. 礫は亜円-亜角礫で大きき径3-20cmていどの範囲にあるが不揃いで, 淘汰は良好でない, 基質はおおむね砂質である.

礫種は砂岩・チャートなどの堆積岩類と, 花崗岩-閃緑岩の深成岩類とがおもな岩質であるが, そのほかに角閃岩類似の緑色岩, 石英斑晶を含む半深成岩, 珪質片岩または原岩不明の珪質塊状岩などの礫も見出される. いずれの分布地においても礫岩層全体が強弱いろいろの程度に熱変成をこうむり, 礫と基質とはかたく膠結している. とくにホルンフェルス化のすすんだ基質は再結晶石英とアクチノ閃石とが生じている.

見立層の地質時代については, 古生代説・中生代白亜紀説・古第三紀説および新第三紀中新世説と, さまざまな見解がある. そのうち, 加納ら (1962) による二畳紀の薄衣式礫岩であるとの斬新な説と, それに対する松本・橋本 (1963) の古第三紀とする詳しい論述 (永井 (1956) の古第三紀始新世説の支持) とが最近のおもな意見である. 見立層は黒瀬川構造帯・シルル系・秩父系からさらに四十帯の地層に至るまでのすべてを不整合におおうので, その堆積は少なくとも四十累層群より若い時代ということはできる.

なお, 竹田図幅地域の南限に近い上畑西南方の奥岳川河床に礫岩類似のホルンフェルスが露出し, かつて見立礫岩とされたことがある. しかしこれは珪長岩の一部の角礫岩相であって, 見立層ではない.

V. 2 祖母山火山岩類

祖母山火山岩類は, 主として本図幅と南隣三田井図幅の地域に分布するが, さらにその一部は, これらの東側の三重町・熊田および西側の高森の各図幅地域にまたがって分布する火山岩類であって, その分布は, ほぼ南北19km×東西26kmにわたる. この竹田図幅地域には, 祖母山火山岩類の北半部の主

第5表 祖母山火山岩類と新第三紀酸性貫入岩類

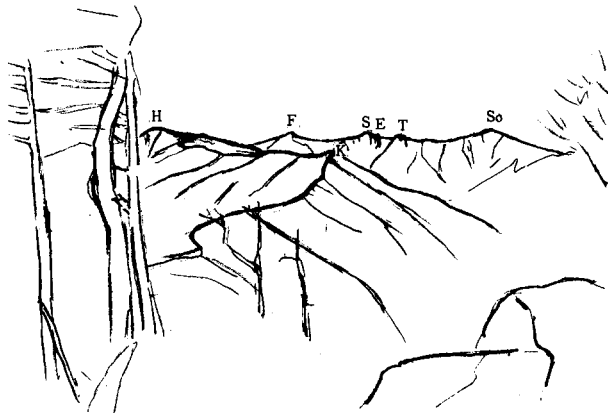
新 第 三 紀 (中 新 世)	新第三紀酸性貫入岩類		黒雲母花崗岩 花崗斑岩・石英斑岩 細粒花崗閃緑岩 珪長岩 (貫入関係)
	祖 母 山 火 山 岩 類	後期火山岩類	第Ⅵ期火山岩類 無斑晶質輝石安山岩溶岩 安山岩(一デイサイト)質凝灰角礫岩 デイサイト溶岩
		第Ⅴ期火山岩類	斑状輝石安山岩溶岩 (無斑晶質輝石安山岩溶岩) } 互層 安山岩質凝灰角礫岩
		第Ⅳ期火山岩類	無斑晶質輝石安山岩溶岩 } 互層 斑状輝石安山岩溶岩 } 安山岩質凝灰角礫岩
		第Ⅲ期火山岩類	(休止期・カルデラ形成) デイサイト質凝灰角礫岩 デイサイト一流紋岩質溶結凝灰岩 流紋岩一デイサイト溶岩 デイサイト質凝灰角礫岩
		第Ⅱ期火山岩類	リソイダイト
		第Ⅰ期火山岩類	デイサイト質凝灰岩一凝灰角礫岩 デイサイト質溶結凝灰岩一溶岩互層 デイサイト質凝灰岩一凝灰角礫岩
古第三紀	見立層	礫岩(一部砂岩)	
先古第三紀	先古第三系	(見立不整合)	

要部分が分布していることになる。したがって、この図幅調査のみでは、その構造や活動史について不明な点が残される。そのために、昭和41-45年に行なわれた金属探鉱促進事業団の広域調査などの隣接図幅の結果を含めて説明する。あきらかになった部分を要約すれば第5表のとおりである。この第5表には、祖母山火山岩類を貫ぬく新第三紀酸性貫入岩類についても同時に示してある。

祖母山火山岩類は見立層およびそれ以前の岩層を被覆して発達している。本図幅南隣の三田井図幅地域における祖母山火山岩類は、本谷山中腹および傾山南面などにおいて、見立層を被覆する所が各地で認められる。しかしながら、この図幅地域においては、見立層の分布は傾山西面の2カ所に狭い範囲に認められるのみである。祖母山火山岩類と見立層との関係は、不整合関係(傾山不整合と称される)であり、その関係も南隣の三田井図幅地域の傾山南斜面において観察される。

竹田図幅地域における祖母山火山岩類は、傾山から、その北方三ツ尾の一带、祖母山からのその北東稜線の障子岩から鳥岳の一带および祖母山からその北西稜線の緩木山、越敷岳(こしき)岳(こしき)に分布している(第19・20図)。

竹田図幅および隣接図幅地域の祖母山火山岩類の分布は、尾平断層と観音滝断層によって、祖母山地

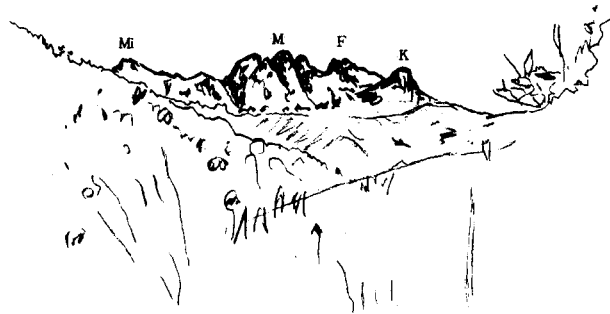


第19図 傾山頂より祖母山方面を望む。So: 祖母山, T: 天狗, E: 烏帽子, S: 障子岳, F: 古祖母山, H: 本谷山, K: 笠松(以上三田井岡幅地域)。祖母山から古祖母山およびその斜面にかけては、祖母山火山岩類の後期火山岩類からなり、本谷山から笠松にかけては前期火山岩からなる。本谷山—笠松と古祖母山との間に尾平越があり、そこを尾平断層が通っている。

Sobo-san from Katamuki-yama. H: Hontani-yama, F: Furusobo-san S: Shoji-dake, So: Sobo-san. The ridge between F and So is made of the Late Volcanic Rocks of the Sobosan Volcanic Rocks while that between H and K is of the Early Volcanic Rocks and the Obira Fault between F and H bounds the two units.

区、傾山—本谷山地区、および九折—大自谷地区の3地区にわけられる(9ページ第8図)。

尾平断層は、隣接三田井岡幅地域において大分県尾平鉦山より尾平越西方を通り、宮崎県土呂久鉦山北方まで、NE-SW系で、それからほぼ西方に走り、道元越北方、上野村田井本、高千穂町河内北方に走る北落ち断層であり、かつて臼杵—八代構造線の一部と考えられたものである。この尾平断層の一部には新第三紀酸性貫入岩類が貫入しているが、これによって、祖母山火山岩類と古生層などの基盤岩な



第20図 緒方町九折の谷より傾山方面を望む。K：吉作坊主，F：ニツ坊主，M：三ツ坊主，Mi：三ツ尾。写真撮影の位置からやや上流に豊栄鉦山があり，その鉦山付近から，三ツ尾の右側に観音滝断層がほぼ東西方向に走っている。この断層より右側（南側）は祖母山火山岩類の前期火山岩類からなり，デイサイト質-流紋岩質の火山岩であるが，断層より三ツ尾側はすべて，後期火山岩類の安山岩類よりなる。なお，この位置から，傾山本峰は見えない。

Peaks to the north of Katamuki-yama from the west. The Kannondaki Fault which runs along this valley to the right of Mi, bounds the Early Volcanic Rocks to the right of the fault from the Late Volcanic Rocks to the left of it.

どが接しており，北側の祖母山火山体側が落ちている。この尾平断層は上記のように弧状断層の性質を有しており，さらにその垂直落差は，土呂久北方の構造ボーリング（45EASK-1；通商産業省，1971）の結果から，1,000-1,050mにおよぶと推定されている。この尾平断層の北東延長部は，新第三紀酸性貫入岩の貫入および阿蘇火砕流堆積物の被覆によって，あきらかにすることができないが，ほぼ奥岳川に沿って北東方向に走るものと推定される。

観音滝断層は、豊栄鉱山のある九折谷から三ツ尾の南方で稜線を横切り東方に走るEW方向の北落ち断層で、傾山カルデラ（後述）の陥没の一部を示す断層である。この断層は、さらに東方に走り西山から大白谷南方に走り半円周状の弧状断層が推定される。

3つの地区の最東部にある九折一大白谷地区の東には、NW-SE方向の大白谷一大切峠断層があって、火山岩体側がその東の基盤秩父系に対して落ちている。大白谷一大切峠断層の北西延長は、大白谷から北西方向に別れて清川村大トガ山から、弧状形態をとり、しだいに方向を西に転じて駄床川を横切り、緒方町小原^{おはる}北方に達する断層となっている。小原付近では、この断層に沿う新第三紀酸性貫入岩類の貫入を認めるが、これを境にして祖母山火山岩類と白亜系大野川層群が接しており、火山体側が落下している。大白谷一大切峠断層の陥没落差は、大白谷西方の構造ボーリング（地質図のB42, 42PASK-1；通商産業省, 1969）によって推定すると、850-1,050mの垂直落差である。さらに注目すべきことは、隣接三重町図幅地域において、この断層の南東延長が秩父系の地層のなかに入った所では、顕著な水平転位を示し、SW側がSE方向に転位した性質を示していることである。

また、祖母山地区の北、すなわち緩木山北方においては、EW系—ENE-WSW系の断層によって、祖母山火山岩類と大野川層群が接しており、ここでも火山体側が落下している。

以上の諸断層はいずれも火山岩体を落下させた動きのものであるが、それぞれ多少異なった性質をもっている。また、これらの断層には、弧状形態や環状に近い形態のものが、直線状もしくは屈曲した断層とともに見出される。

これらのなかで、観音滝断層は最もカルデラ形態に近いものである。すなわち九折谷を横切って存在しており、その一部には新第三紀酸性貫入岩の珪長岩の貫入を見るが、その延長は三ツ尾南方—西山南方—大白谷南方と半円周状の弧状断層として推定される。さらにこの弧状断層は東北方で大白谷一大切峠断層とよんだNW-SE系のほぼ直線状の断層に合致するが、その北西では北西方向に別れて、清川村大トガ山から、しだいに方向を西に転じ、駄床川を横切り緒方町小原に達する断層となっている。これは、長径（NNW-SSE方向）9km以上、短径（ENE-WSW方向）6kmの楕円状の陥没構造となり、これに対して傾山カルデラと名付けられている。この傾山カルデラの北西側は、尾平断層の北東方延長に切られるためか、あまりはっきりしない。

この祖母山火山岩類は、上述のように見立層を不整合関係で被覆し、四国石鎚山の火山岩類と同じく（堀越, 1957）。中新世の火山活動によるものと推定される。すなわち、祖母山火山岩類に引き続いて、新第三紀性貫入岩類の活動があり、火山活動—半深成活動—深成活動と続いており、大局的に一連の火成活動と見ることができる。

この新第三紀酸性貫入岩類には数種あって、祖母山火山岩類に対して貫入関係にある。これに属する宮崎県大崩山産の黒雲母花崗岩の絶対年代は、K-Ar法で21m. y. (MILLER et al., 1962)、フィッシュン・トラック法で20m. y. (西村・笹島, 1972)とされている。また、宮崎県矢筈岳産の黒雲母花崗斑岩の絶対年代は、フィッシュン・トラック法で19m. y. (西村・笹島, 1972)である。これらのことから、祖母山火山岩類および新第三紀酸性貫入岩類の時代は中新世初期と考えられる。そのほか九州—四国のいわゆる外帯花崗岩類のそれも、11・12・13・14・15. 17 (いずれもm. y.)の年代測定値が得られており (SHIBATA and NOZAWA, 1968)、中新世の中頃から末期の時代を示している。

第6表 祖母山火山岩類活動表
Activity of Sobosan Volcanic Rocks

		祖母山地区	傾山・ 本谷山地区	九折・ 大臼谷地区
後 期 (後 カ ル デ ラ 期) 火 山 岩 類	第VI期火山岩類	Aa A(D) tb D(一部 tb)		
	第V期火山岩類	Aa Ap A, tb		Ap A, tb Ap A, tb Ap A, tb Ap A, tb Ap A, tb Ap A, tb
	第IV期火山岩類	Aa A, tb Aa A, tb Aa A, tb Aa A, tb Ap A, tb Aa A, tb Ap A, tb Ap A, tb Aa A, tb Aa		Aa A, tb Aa A, tb Aa A, tb Aa
休止期 (カルデラ形成期)				
前 期 (先 カ ル デ ラ 期) 火 山 岩 類	第III期火山岩類	D-D, tb (wt) D, wt - R, wt R - D D, tb	D, tb (wt) D, wt D, tb (wt)	D, tb
	第II期火山岩類		L	
	第I期火山岩類	D D, wt D D, wt D D, t - tb	D, wt D, t	

A: 安山岩 Aa: 無斑晶安山岩 Ap: 斑状安山岩
D: デイサイト L: 無斑晶流紋岩 R: 斑状流紋岩
t: 凝灰岩 tb: 凝灰角礫岩 wt: 溶結凝灰岩

祖母山火山岩類は、前述のカルデラ形成期を境にして、前期と後期の火山活動に大別される。カルデラ形成前の前期火山活動はさらに I, II, III 期に細分され、デイサイト類、流紋岩類および無斑晶流紋岩類などの降下火砕岩、火砕流堆積物、溶岩などの活動である。カルデラ形成後の後期火山活動はIV、

第7表 祖母山火山岩類の化学組成

Chemical composition of Sobosan Volcanic Rocks

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	66.83	68.31	74.74	75.59	73.29	68.72	73.41	57.80	57.83	58.24	58.35	58.19	58.91	60.79	62.10	66.91
TiO ₂	0.41	0.56	0.20	0.15	0.22	0.74	0.24	1.03	1.17	1.12	1.27	1.09	1.05	0.95	0.92	0.69
Al ₂ O ₃	15.80	15.34	13.52	13.35	13.79	15.17	13.63	17.26	16.53	16.98	17.20	17.25	17.10	15.04	16.33	15.31
Fe ₂ O ₃	0.59	0.64	0.84	1.18	0.39	0.56	1.02	0.63	0.91	2.23	0.86	1.63	2.00	1.08	0.36	1.16
FeO	3.51	3.41	0.83	0.43	1.37	2.80	0.90	5.32	5.10	3.95	5.07	4.38	3.81	4.49	4.92	2.84
MnO	0.07	0.08	0.03	0.02	0.04	0.11	0.04	0.14	0.14	0.13	0.15	0.16	0.13	0.14	0.12	0.11
MgO	1.33	1.54	0.09	0.05	0.23	1.19	0.39	4.54	4.44	3.26	3.90	3.29	2.84	4.70	3.29	1.77
CaO	3.62	2.03	0.67	0.65	1.05	2.00	0.88	7.45	7.55	5.99	7.25	7.84	5.69	5.54	5.30	2.13
Na ₂ O	2.43	3.29	3.28	2.70	3.38	2.67	3.18	2.92	2.67	3.53	2.88	2.65	3.08	2.44	3.04	2.98
K ₂ O	3.84	2.86	4.15	4.47	4.95	3.75	4.69	1.88	2.00	2.15	1.83	1.53	2.58	2.35	2.34	3.59
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.06	0.05	0.04	0.15	0.05	0.16	0.18	0.23	0.17	0.16	0.24	0.21	0.22	0.20
H ₂ O(+)	0.66	1.33	0.85	0.94	0.86	1.57	0.97	0.55	1.08	1.57	0.96	1.26	1.87	1.69	0.74	1.92
H ₂ O(-)	0.31	0.34	0.36	0.32	0.10	0.28	0.24	0.24	0.22	0.36	0.02	0.32	0.38	0.28	0.02	0.34
Total	99.55	99.89	99.62	99.90	99.71	99.71	99.64	99.92	99.82	99.74	99.91	99.75	99.68	99.70	99.70	99.95
O	26.64	29.58	37.77	41.10	31.08	31.38	34.05	9.30	11.22	11.58	11.88	14.82	13.80	17.40	16.68	27.60
Cl	1.53	3.37	2.35	2.86	0.92	3.37	1.63	—	—	—	—	—	—	—	—	2.96
or	22.24	17.24	25.02	26.69	29.47	22.24	27.80	11.12	11.68	12.79	10.56	8.90	15.57	13.90	13.90	21.13
ab	20.44	27.77	27.77	23.06	28.82	22.53	27.25	24.63	22.53	29.87	24.63	22.53	26.20	20.44	25.68	25.15
an	16.96	9.17	3.06	3.06	5.00	9.17	4.17	28.63	27.24	24.19	28.63	30.86	25.02	23.07	23.91	9.73
wo	—	—	—	—	—	—	—	3.13	3.94	1.51	2.78	3.02	0.58	1.04	0.23	—
en	3.30	3.90	0.20	0.10	0.60	3.00	1.00	11.40	11.10	8.20	9.80	8.20	7.10	11.80	8.20	4.40
fs	5.41	4.88	0.59	—	1.85	3.70	0.59	7.79	6.86	3.83	6.73	5.15	3.70	6.07	7.52	3.30
mt	0.93	0.93	1.16	0.93	0.70	0.93	1.39	0.93	1.39	3.25	0.76	2.32	3.02	1.62	0.46	1.62
hm	—	—	—	0.64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
il	0.76	1.06	0.46	0.30	0.46	1.37	0.15	1.98	2.28	2.13	2.43	2.13	2.13	1.82	1.67	1.37
ap	0.34	0.34	0.13	0.12	0.10	0.34	0.12	0.34	0.34	0.67	0.34	0.34	0.67	0.67	0.67	0.34

分析者 1 石橋 澄 2-16 東京石炭鉱物研究所

祖母山火山岩類

第Ⅰ期火山岩類

- 1* Hornblende-bearing biotite-quartz dacitic welded tuff (M66-250), 大分県大野郡緒方町豊栄
鉱山観音滝東方(上流), 標高570m
- 2* Hornblende-bearing biotite-quartz dacitic welded tuff (5282715), 大分県大野郡緒方町豊栄
鉱山南南東1,800m, アクタ神-九折越間5合目, 標高840m(三田井図幅地域)

第Ⅱ期火山岩類

- 3 Lithoidite (5282806), 大分・宮崎県境, 本谷山西方400m, 本谷山-三国岩間, 標高1,530m
(三田井図幅地域)
- 4 Lithoidite (5282802), 大分・宮崎県境, 本谷山東方1,000m, 本谷山-笠松間, 標高1,560m
(三田井図幅地域)

第Ⅲ期火山岩類

- 5 Biotite rhyolite (72072303), 宮崎県西臼杵郡上野村田井本北方1,000m, 標高610m(三田井
図幅地域)
- 6 Hornblende-bearing biotite-quartz dacitic welded tuff (M66-223), 大分・宮崎県境, 傾山南
西方450m, 傾山直下標高1,400m(三田井図幅地域)
- 7 Rhyolitic welded tuff (72072302), 宮崎県西臼杵郡高千穂町五ヶ所南西1,700m, 標高820m
(三田井図幅地域)

第Ⅳ期火山岩類

- 8* Augite-bearing aphyric andesite (68072814), 大分県大野郡緒方町上畑, 標高400m
- 9 Augite- and orthopyroxene-bearing aphyric andesite (M66-100), 宮崎県西臼杵郡高千穂町
惣見上流官行事務所南東方100m, 官行一尾平トンネル道路端, 標高1,010m(三田井図幅地域)
- 10 Augite-bearing aphyric andesite (K72072804), 宮崎県西臼杵郡高千穂町五ヶ所岳北東方2,000
m, 標高1,320m(三田井図幅地域)
- 11* Augite- and orthopyroxene-bearing aphyric andesite (H68080203), 大分県大野郡緒方町中村
西方700m, 標高600m

第Ⅴ期火山岩類

- 12* Augite-bearing aphyric andesite (KT72072708), 大分県竹田市・緒方町境界大障子岩北方300
m, 標高1,380m
- 13* Orthopyroxene-augite andesite (68080305), 大分県大野郡緒方町湯迫南東方1,100m, 標高
400m
- 14* Orthopyroxene-augite andesite (68073006), 大分県大野郡緒方町上滞迫東南東方1,800m, 駄
床川上流, 標高750m
- 15 Orthopyroxene-augite andesite (660088), 大分県大野郡緒方町尾平鉱山西南西方1,800m. 標
高980m(三田井図幅地域)

第Ⅵ期火山岩類

- 16* Quartz dacite (KT72072710), 大分県竹田市・緒方町境界大障子岩北東方600m, 標高1,320m
* 採取地点は地質図上に同番号の記号で示されている。

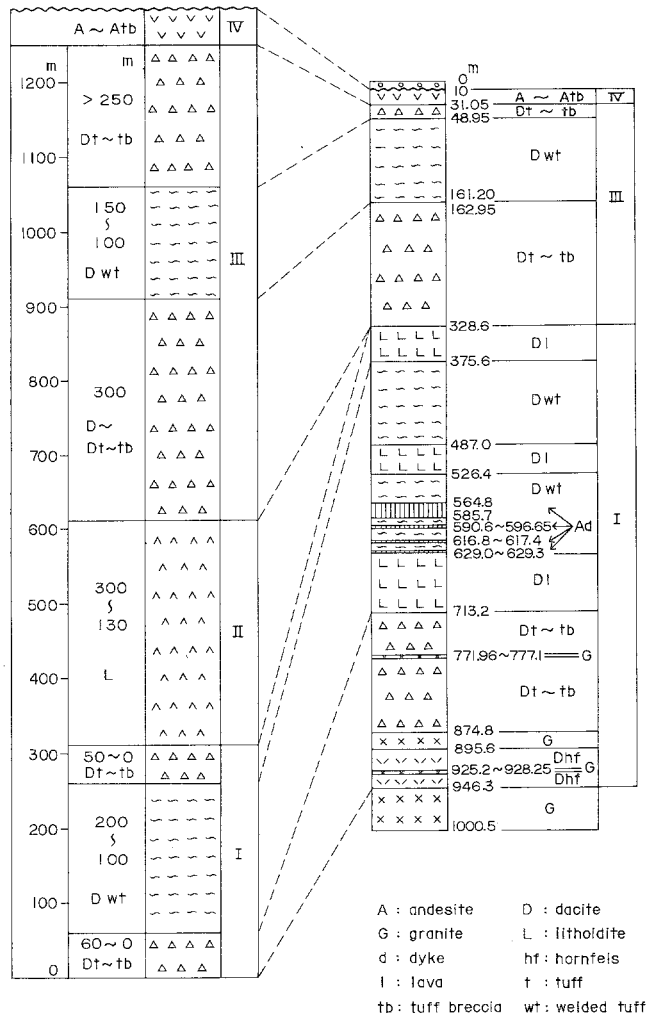
V, VI期に細分され, 輝石安山岩類を主とし, 一部にデイサイト類を含む溶岩, 降下火砕岩の活動である。これらを第6表に示す。

祖母山火山岩類の化学組成を第7表に示す。

V. 2. 1 前期火山岩類

V. 2. 1. 1 第Ⅰ期火山岩類 (S1-dwt, S1-dt)

デイサイト質の火砕岩で代表され, 一部に溶岩流を含むが, この溶岩流は竹田図幅地域内においては確認されていない。地表における分布は傾山・本谷山地区を主とし, 祖母山地区においては, 隣接三田井図幅地域の土呂久鉱山北方におけるボーリング(第21図)によって地下328m以深で確認されている。しかるに九折・大白谷地区の観音滝断層の内側では, 地表はもちろん, 大白谷のボーリングによる1,010



第21図 祖母山前期火山岩類の地表総合柱状図(左)と土呂久北方ボーリング柱状図(右)。
 Generalized columnar section of the Early Volcanic Rocks of the Sobosan Volcanic Rocks (left)
 and the columnar section of the drillhole to the north of Toroku (in Mitai district).

mの深度までこのI期を含む前期噴出物は全く見出されていない。

第I期活動の初期には降下火山灰としての凝灰岩の生成があり、本谷山南方斜面(本谷)に20m以下の厚さをもって分布し、見立層を被覆する。これに相当するものは、土呂久北方ボーリングにおいて、第21図に示すように713m以深に約236mの層厚を有するデイサイト質凝灰岩礫岩のホルンフェルスとして認められる。

次にこの地域で最も規模の大きいデイサイト質火砕流の活動がある。これは主として本谷山・傾山の斜面から杉ガ越—新百姓山に認められ、この図幅地域では傾山西面の標高700m付近と上畑南方689m三角点の周囲に分布している。これらは溶結度の高い溶結凝灰岩となっている。しかし、ホルンフェルス化作用のため脱ガラス化もいちじるしく、一見すると溶岩状を呈するため従来は斑状流紋岩として記

載されていたものである。

このデイサイト質溶結凝灰岩の厚さは一般に150m以上あり、断面作図によると200m以上の部分もある。岩相の変化は比較的少く、flow unit 間の境界は、強溶結とホルンフェルス化作用のため不明瞭である。しかし、三田井図幅地域の土呂久北方のボーリングの岩芯では2mの凝灰岩状の部分があり、これはflow unit の境界を示すものと推定される。おそらく短期間で数回の流出があり、simple cooling unit⁴⁾を形成したものであろう。土呂久北方ボーリングにおいては第21図に示すように-328mから-713mにかけて、下位よりデイサイト質溶岩(80m厚)、同質溶結凝灰岩(100m厚)、同溶岩(40m厚)、同質溶結凝灰岩(110m厚)、同溶岩(50m厚)と互層する。したがって、ボーリングの結果では、約210mの溶結凝灰岩の間に40mの溶岩が挟まれていることになり、このような事実は地表で確認されなかったのであるが、層厚100mと110mの2枚のcooling unitsを形成しているのかもしれない。竹田図幅地域では分布面積も狭く詳細なことをあきらかにすることはできない。

前述したデイサイト質の火砕流と溶岩流の活動につづいて、デイサイト質の降下火砕岩としての凝灰岩-凝灰角礫岩の活動がある。これは九折越北方のアクタ神滝上流(標高約900m付近)から観音滝東方にかけて発達しており、層厚50m以下である。

[岩石記載]

1) 石英デイサイト質溶結凝灰岩

この溶結凝灰岩は淡灰色-灰褐色を呈するちみつな塊状岩であり、一見すると溶岩のようであるが、注意深く観察すると、レンズ状に引き伸ばされた溶結構造をもっており、これは新鮮な面より風化面の方が識別し易い。このレンズは本質レンズであって、その原岩は軽石-黒曜岩であると推定されるが、この部分も脱ガラス化作用を受けて、レンズ以外の性質と大差ない。また肉眼的の見掛けはやや異なるものがあるが、成分鉱物の種類には大差ない。一般に斜長石、石英およびカリ長石が目立つ岩石で、一見斑状岩である。また、これは曹長石化や絹雲母化などの変質をかなり受けていると同時に、新第三紀酸性貫入岩類の影響を受けて、ホルンフェルス化していることが多い。そのため有色鉱物は肉眼ではっきりしない。

(角閃石) 黒雲母石英デイサイト質溶結凝灰岩

産地：大分県大野郡緒方町豊栄鉱山観音滝東方(上流)、標高570m

：大分県大野郡緒方町豊栄鉱山南南東1,800m、アクタ神-九折越間5合目、標高840m(三田井図幅地域)(第22図)

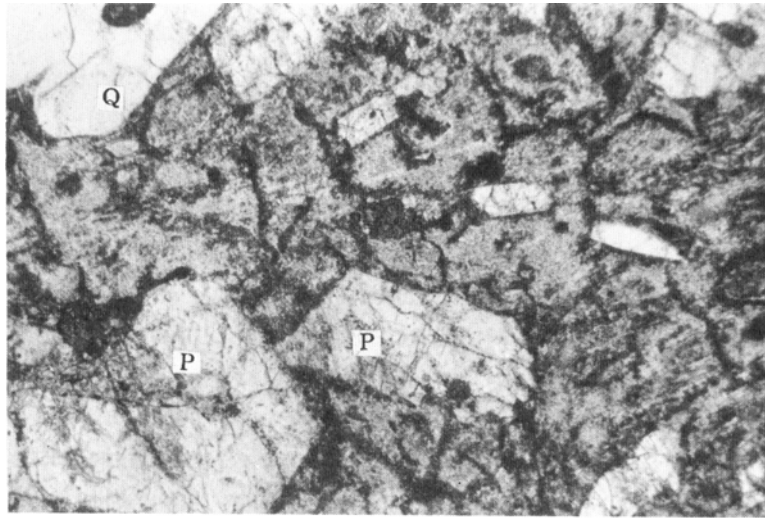
化学組成：SiO₂：66.83% (38ページ第7表1)

SiO₂：68.31% (38ページ第7表2)

斑状鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・(角閃石)

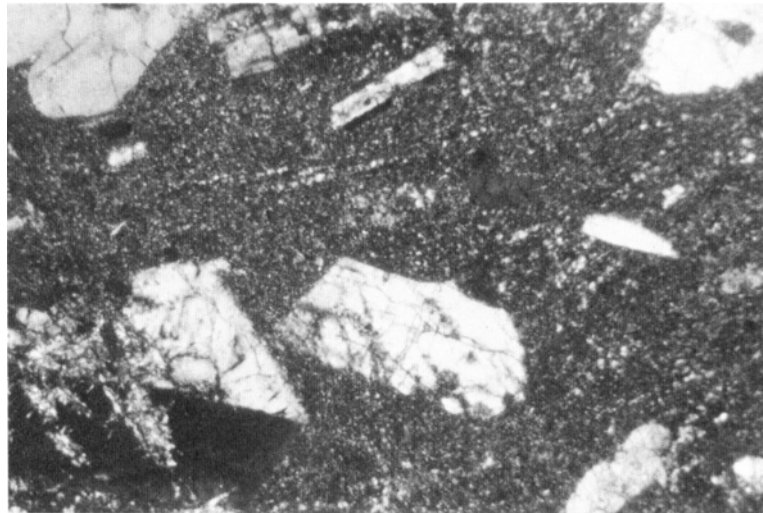
斜長石がもっとも多く、次に石英が多い。斜長石は0.5-2.5mmの長柱状の自形-破片状を示し、アルバイト式双晶、アルバイト・カルルスパッド式双晶を認める。一般に中性長石-灰曹長石に属するが、絹雲母化、曹長石化を受けたものが多い。カリ長石は、斜長石より量のはるかに少なく、1.5mm以下の長柱状自形-半自形-破片状を示し、サンディンとしての光学的性質を示すものがある。石英は、ふつう1.5mm以下の融食形-破片状を示す。黒雲母は少量で、ふつう1mm以下であり、暗褐色-淡褐色の多色性を示すが、しばしば緑泥石化して緑色を帯びるものや、オパサイ

4) Smith, R. L. (1960) Ash flows. Bull. Geol. Soc. America, vol. 71, p. 795-842. による。



1 mm

(a)



(b)

第22図 角閃石石英デイサイト質溶結凝灰岩 (5282715)。祖母山火山岩類，第I期火山岩類。
溶結構造を示す基地の中に，融食形の石英(Q)，斜長石(P)，カリ長石などをみとめる。
(a) 開放ニコル。(b) 十字ニコル。

Hornblende-quartz dacitic welded tuff. Sobosan Volcanic Rocks, 1st stage. Q : quartz, P : plagioclase. (a) open nicols, (b) crossed nicols.

トになっているものが多い。角閃石はオパサイトになって仮像をなしているものをまれに認めるのみである。

基質：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

一般には潜晶質または珪長質に近く、また著しく変質しており、鉱物各個を識別し難いことか多い。脱ガラス化作用のためガラスは少ない。開放ニコルで溶結凝灰岩の特徴がよく認められるものもあるが、ホルンフェルス化作用が著しいと識別し難いものもある。またホルンフェルス化作用のための黒雲母を多量に生じていることもある。

副成分鉱物：ジルコン・ざくろ石・燐灰石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱

2 次的鉱物：曹長石・絹雲母・黒雲母・緑泥石

2) 石英デイサイト

本岩は淡灰色～灰色を呈するちみつ堅硬な塊状岩である。石英および斜長石が目立つ斑状岩である。本岩は、現在までに、三田井図幅地域の高千穂町土呂久鉱山北方のボーリングの岩芯にのみ認められているのであるが、ここでは、ホルンフェルス化、曹長石化、絹雲母化、炭酸塩化などの諸作用を受けている。そのため有色鉱物は肉眼ではあきらかではない。

黒雲母石英デイサイト

産地：宮崎県西臼杵郡高千穂町土呂久北方2,000mのボーリングの岩芯。孔口深度331m（第Ⅱ図版1）および367.2m

斑晶：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

斜長石がもっとも目立ち、それに石英が散在する。斜長石は0.5-2.5mmの長柱状自形を示し、アルバイト式双晶、アルバイト・カルスバッド式双晶が発達し、累帯構造もふつうに発達する。成分は中性長石-灰曹長石に属するが、絹雲母化、曹長石化を受けたものが多い。カリ長石はまれに存在し、1mm以下の長柱状自形を示し、サニディンの光学的性質を示す。石英は、1-2mm、ときに3mmに達し、高温型自形-半自形を示す。黒雲母は少量でふつう1mm以下で、しばしば緑泥石化していたり、微細な黒雲母の集合状に変化している。また角閃石の仮像らしきものを認めるが、これはあきらかでない。

石基：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

一般にピロタキシティック-毛せん状組織を示している。短冊状の斜長石の間を石英、カリ長石が埋めている。また黒雲母を認めるが、ホルンフェルス化作用で生じたものか、初生的なものかの識別が困難である。

副成分鉱物：ジルコン・燐灰石・ざくろ石・鉄鉱物

2 次的鉱物：曹長石・絹雲母・黒雲母・緑泥石・方解石・電気石

V. 2. I. 2 第Ⅱ期火山岩類 (S₂)

第Ⅰ期火山岩類に引き続く第Ⅱ期の火山活動は、無斑晶流紋岩（以下リソイダイトとよぶ）溶岩によって代表される活動である。これは、主として三田井図幅地域に分布し、一部竹田・三重町・熊田各図幅地域に発達する。すなわち、本谷山-傾山周辺-杉ガ越西面および東面、西山南面に大規模に発達し、祖母山地区、九折、大白谷地区には認められない。竹田図幅地域においては、傾山西斜面と東斜面とに分布発達する。西斜面のそれは標高約750-800m付近から1,000m付近にかけて、第Ⅰ期火山岩類の降下火砕岩を被覆して発達する。東斜面のそれは南海部郡宇目町の標高約850mから1,000m付近にかけて、第Ⅰ期火山岩類のデイサイト質溶結凝灰岩を被覆して発達している。これらは大部分溶岩流であり、一部に凝灰角礫岩を挟む。その全層厚は300m以上に達する。

〔岩石記載〕

1) リソイダイト (無斑晶流紋岩)

この岩石は、暗灰-青灰-淡褐色を示し、風化面は灰白-淡黄褐色を呈し、著しい流理構造は細かい屈曲-弯曲を示し、またしばしば球顆構造を有している。このリソイダイトが、球顆を多く含むにもかかわらず、肉眼でも鏡下においても、ガラス質のところは全く認められない。これは単なる脱ガラス化作用のみならず、花崗岩類による熱変成作用を全面的に受けていることに起因するものであろう。

リソイダイト (無斑晶流紋岩)

産地：大分・宮崎県境，本谷山西方400m，本谷山-三国岩間，標高1,530m (三田井図幅地域)
(第II図版2)

：大分・宮崎県境，本谷山東方1,000m，本谷山-笠松間，標高1,560m (三田井図幅地域)
(第23図)

化学組成：SiO₂：74.74% (38ページ第7表3)

：SiO₂：75.59% (38ページ第7表4)

斑晶：なし

石基：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

石基は潜晶質であり、各鉱物の判別は困難である。ガラスはほとんどないが、前述のように熱変成のためであろう。流理を示す縞状の組織は、粒度の差、構成鉱物の差、球顆の並びなどによって生じている。また、しばしば見られる球顆は、放射状に石英とカリ長石が共生、および微文象組織の発達によって作られている。また、やや粗粒の結晶、あるいは球顆の間は、しばしば緑色を呈する雲母によって埋められている。ガラスはきわめて少量みとめられる。

副成分鉱物：ジルコン・燐灰石・ざくろ石・鉄鉱物

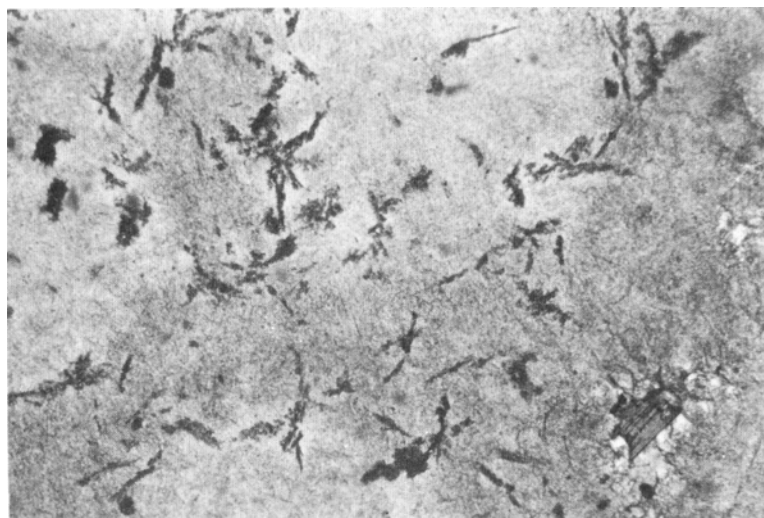
2次の鉱物：曹長石・絹雲母・緑泥石・方解石

V. 2. 1. 3 第Ⅲ期火山岩類 (S3-d₁, S3-d, S3-d', S3-dwt, S3-d₂)

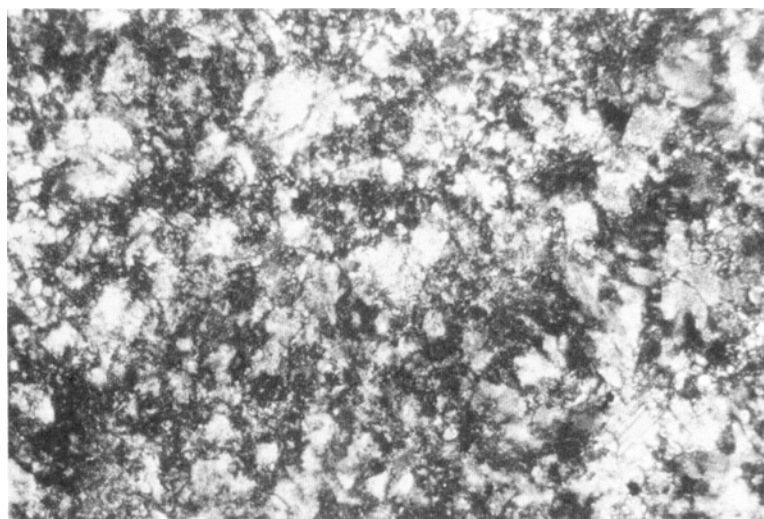
第Ⅱ期のリソイダイトの活動に引き続いて、デイサイト質-流紋岩質岩類の活動がある。これは、降下火砕岩、火砕流堆積物によって代表されるが、一部に溶岩を含む活動である。傾山・本谷山地区および祖母山地区に分布し、一部は大臼谷地区にも発達する。竹田図幅地域における分布は、傾山周辺と、大臼谷上流の西山東方山麓、および祖母山地区における尾平鉦山^{こづね}周辺、竹田市神原上流付近、熊本県阿蘇郡高森町神原上流から越敷岳の一帯である。

第Ⅲ期下位の凝灰角礫岩は、一部に降下火砕岩としての凝灰岩および火砕流堆積物を挟み、全層厚300mに達する。これは地表においては傾山・本谷山地区にのみ分布しており、祖母山地区では地表で認められない。しかし、三田井図幅地域の土呂久北方ボーリングにおいては、地表下162mに断層があり、その下位に、層厚165mに亘って発達している(40ページ第21図)。竹田図幅地域の傾山西斜面においては、第Ⅱ期のリソイダイトを被覆して標高約1,000mから1,300mにかけて発達する。また傾山東斜面においては、標高約1,000m付近に、小規模にリソイダイトを覆って発達している。

前述の凝灰角礫岩に続くと考えられる活動は斑状流紋岩(=デイサイト)溶岩の活動である。これは祖母山地区にのみ認められる。すなわち、竹田市神原上流白水の極めて狭い分布、大分・熊本県境の越敷岳周辺、および隣接三田井図幅地域の上野村田井本上流である。神原上流白水では、本岩を被覆して、凝灰角礫岩の薄層、デイサイト質火砕流堆積物が重なっている(第24図)。上野村田井本では本岩を被覆して後期火山岩類が発達している。その他との関係はあきらかでなく、細かな層序的關係が不明な点もあ



(a)

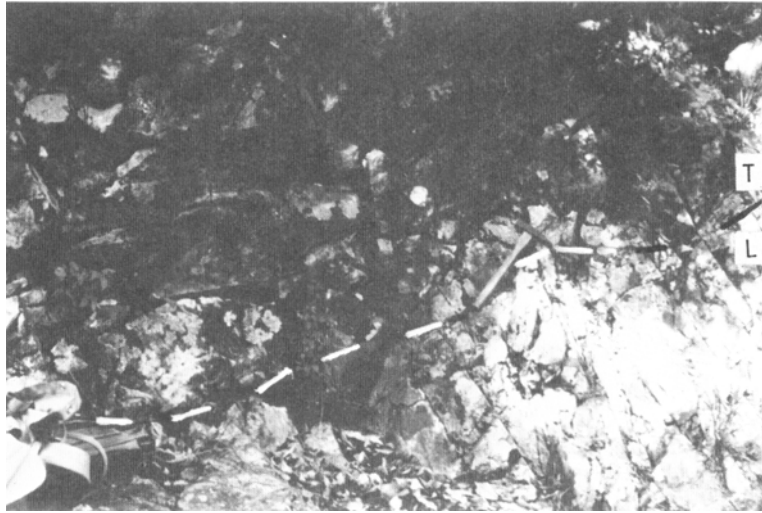


(b)

第23図 リソイダイト (5282802). 祖母山火山岩類, 第Ⅱ期火山岩類. 著しい流理組織をもつ
リソイダイトの中で, 球顆組織をもった部分である. 球顆はやや放射状に, 石英とカリ
長石が共生しており, 球顆組織の間に緑色の黒雲母がみとめられる. (a) 開放ニコル.
(b) 十字ニコル.

Lithoidite. Sobosan Volcanic Rocks, 2nd Stage. (a) open nicols, (b) crossed nicols.

る. 松本・宮久 (1973) の報告では不明のままあつかっていたが, 竹田市白水の露出から, 本岩は第Ⅲ
期デイサイト質火砕流の活動前のもので推定される. 一方, 越敷岳付近に露出する岩体は, 一部に降下
火砕岩を挟むが厚さ300mを越し, 産状が不自然な所もある. これは, 越敷岳付近が, この岩体の噴出



第24図 祖母山火山岩類第Ⅲ期のデイサイト溶岩(L)を被覆して発達する第Ⅲ期のデイサイト質溶結凝灰岩(T)，ハンマー左右の破線が両岩の境界．竹田市神原上流白水
Dacitic welded tuff covering dacite lava, both of 3rd Stage, Sobosan Volcanic Rocks.



第25図 祖母山火山岩類第Ⅲ期のデイサイト質溶結凝灰岩．
Dacitic welded tuff. Sobosan Volcanic Rocks, 3rd Stage.

点に近いことによるのか，あるいは断層などが存在して不自然な産状になっているのか，あきらかでない．さらに，この岩体に連続すると考えられるものが，大分・熊本県境の二俣—永野間，熊本県高森町高群付近で，阿蘇溶結凝灰岩中に地窓として小規模に露出している．

これに続くと考えられる活動は，デイサイト質火砕流の活動である．この火砕流堆積物は，溶結度の高い溶結凝灰岩として，祖母山地区と傾山地区とに分布する（第25図）．傾山山頂の周縁においては，第

Ⅲ期下位の降下火砕岩を被って100-150mの厚さで分布しており、北東方向にゆるく傾斜(10-15°)している。祖母山地区の尾平鉦山周辺においては、150mの層厚でゆるく南に傾斜(20°前後)しており、竹田市神原上流白水付近においては、デイサイト質溶岩流を被覆して約250mの層厚で分布している(第24図)。また、南隣の三田井図幅地域においては、土呂久鉦山上流付近に小規模に分布し、土呂久北方ボーリングでは、深度50mから161mの断層まで110mの厚さが認められている。このボーリング岩芯では、厚さ1m以下の降下火砕岩としての凝灰岩を3枚以上挟み、これらはflow unitの境界を示すものと考えられる。すなわち、第Ⅰ期の火砕流と同じように、短期間で数回の流出があり、simple cooling unitを形成したものであろう。また、高千穂町河内北方の国見岳から崩野峠にかけては、流紋岩質の火砕流堆積物が約300mの層序で発達している。

この火砕流に続いてデイサイト質凝灰角礫岩の活動があり、一部にリソダイト質凝灰角礫岩・凝灰岩・火砕流堆積物および溶岩流を挟み、この火砕流堆積物の中には、普通輝石石英デイサイト質溶結凝灰岩がみとめられる。この石英デイサイト(安山岩)質凝灰角礫岩は祖母山地区と傾山地区とに発達している。傾山地区では、観音滝断層以南において傾山山頂付近から北東方にゆるく傾斜しており、火砕流堆積物を被って250m以上の層厚で発達している。さらに一部は、大白谷一大切峠断層に沿って分布している。祖母山地区では、竹田市神原上流一帯にかけて、約300mの層厚で発達しており、火砕流堆積物を被っている。また一部は熊本県高森町神原の上流から、三田井図幅地域の熊本・宮崎県境筒が岳周縁にかけて、約150mの厚さで、また土呂久鉦山上流域では、18mの厚さで火砕流堆積物を被って発達している。

[岩石記載]

1) 流紋岩

この流紋岩-デイサイトは灰青色-黄灰色-淡黄灰色などを呈するちみつな塊状岩であり、粗大なカリ長石、斜長石と融食された石英など斑晶が目立つ顕晶質斑状岩である。場所により石英斑晶の量の差があり、流紋岩とした方がよいものと、デイサイトとした方がよいものの両者がある(第26図)。

黒雲母流紋岩

産地：大分・熊本県境、越敷岳北方350m、標高930m

：大分県竹田市神原上流白水、標高500m

：宮崎県西臼杵郡上野村田井本北方1,000m、標高610m(三田井図幅地域)

化学組成：SiO₂：73.29% (38ページ第7表5) (田井本北方産)

斑晶：カリ長石・斜長石・石英・黒雲母

カリ長石がもっとも多く、石英・斜長石がこれに次ぐ。カリ長石はふつう1-5mm、最大1cmにおよぶ粗大なもので、長柱状-短柱状自形を示すが、一般に角がとれて丸味をもっており、時にカルスバッド式双晶をなし、サニディンの光学性を示す。また、曹長石とともにパーサイト組織を示している。これらカリ長石は、カオリン化、絹雲母化作用を受けたものが多く、そのため汚濁された感じである。斜長石は、カリ長石に比しはるかに量が少なく、0.5-2mmの長柱状-短柱状のやや丸味をもった自形を示し、アルバイト式双晶をなしており、一般に灰曹長石-曹長石に属す。カオリン化、絹雲母化、ときに炭酸塩化作用を受けたものが多く、汚濁された感じである。石英は、ふつう2mm以下の融食状をなしている。黒雲母は大部分緑泥石化して仮像をなしたものが大部分であり、ふつう1mm以下である。



第26図 黒雲母デイサイト (KT72072806). 祖母山火山岩類, 第Ⅲ期火山岩類, デイサイト溶岩, 竹田市尾村南方1,800m, 越敷岳中腹標高840m. 微細な鉱物の珪長岩質組織をなす石基の中に, 融食形を示す大きな石英斑晶(Q)がみつめられる. 他の場所では斜長石, カリ長石がみつめられる. 開放ニコル.

Biotite dacite. Sobosan Volcanic Rocks, 3rd Stage. Q : corroded quartz phenocryst.

石基 : 石英・カリ長石・斜長石・黒雲母

一般には珪長岩質—微文象組織をなしており, 流理組織をみつめることがある. 2次的な諸作用のため, 個々の鉱物の判別が困難なこともある. 微細な鉱物は主として, 石英・カリ長石・斜長石であり. その間隙には, 緑色を呈する黒雲母などがあり, ガラスはほとんどみつめられない.

副成分鉱物 : ジルコン・燐灰石・ざくろ石・鉄鉱物

2次的鉱物 : 絹雲母・緑泥石・カオリン・方解石

2) デイサイト質溶結凝灰岩—流紋岩質溶結凝灰岩

この溶結凝灰岩は淡灰色—灰褐色を呈し, ちみつな塊状岩であるため, 一見すると溶岩と同様な外観を示す. しかし, 注意深く観察すると, 第Ⅰ期の火砕流堆積物の溶結構造と同じように, レンズ状に引き伸ばされた構造が見られる. これは, 新鮮な面より風化面の方が識別し易い. これは本質レンズであって, 原岩は軽石—黒曜岩であると推定される. この部分は, 脱ガラス化作用を受けて, 全くガラスがなく, レンズ以外の部分の性質と大差ない. また, 肉眼的な見掛けはやや異なるものがあるが, 成分鉱物の種類にはほとんど大差ない. しかし, 三田井岡幅地域の土呂久鉱山上流およびボーリングに見られる溶結凝灰岩は, レンズの部分が緑泥石化などのために, 他の地域のものに比して識別し易い. また, 三田井岡幅地域高千穂町河内北方の崩野峠^{くまの}に分布するものは, 他の地域のものに比して, より酸性であり, 成分鉱物もカリ長石や石英が量的に多い. 一般に斜長石, カリ長石および石英が目立つ岩石で, 一見斑状火山岩のようである. また, これらは曹長石化, 絹雲母化, 緑れん石化, 緑泥石化, 炭酸塩化などの諸作用をかなり受けていると同時に, 花崗岩類などの熱変成を受けてホルンフェルス化作用を受け

ていることが多い。そのため、有色鉱物は肉眼でほとんど不明である。

(角閃石) 黒雲母石英デイサイト質溶結凝灰岩

産地：大分・宮崎県境，傾山南西方450m，傾山直下標高1,400m（三田井図幅地域）（第27図）

：大分県竹田市白水上流ヒーバチ滝，標高580m

化学組成：SiO₂：68.72%（38ページ第7表6）（傾山南西方）

斑状鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・（角閃石）

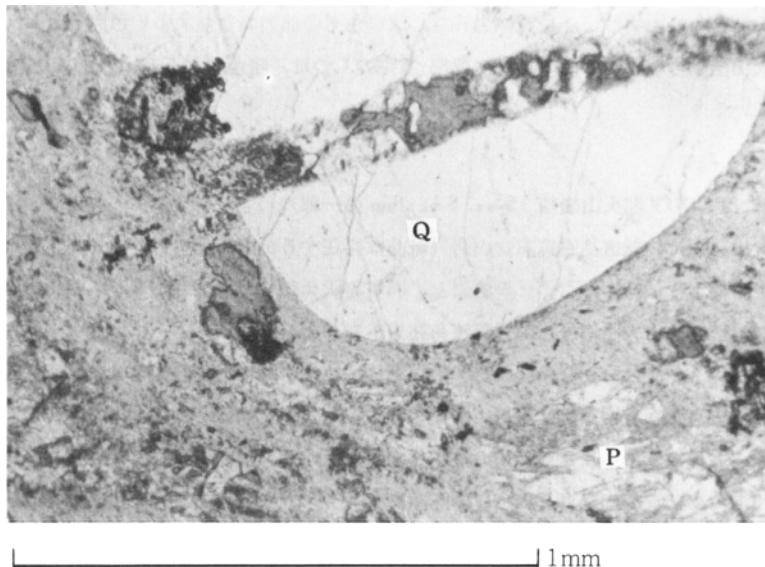
斜長石がもっとも多く，石英・カリ長石がこれに次ぐ。斜長石は0.5-3mmの長柱状-短柱状の自形-半自形-破片状を示し，アルバイト式双晶，アルバイト・カルルスバッド式双晶が見られる。成分は中性長石-灰曹長石に属するが，絹雲母化，カオリン化，曹長石化などを受けている。カリ長石は，量的に斜長石よりはるかに少なく，2mm以下の長柱状自形-半自形-破片状を示し，サニディンとしての光学的性質を示している。石英はふつう2mm以下の融食形-破片状を示す。黒雲母は緑泥石化した仮像が多く，まれに暗褐色-淡褐色の多色性をもつものが残っている。またオパサイト化しているものもある。角閃石はオパサイト化した仮像が主であるが，まれに1mm以下の緑色角閃石をみとめる。

基質：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

基質は，一般に潜晶質または珪長岩質組織に近く，また，レンズの部分が，微文象組織を示すことがある。また，著しく変質しており，鉱物各個を識別し難いことが多い。脱ガラス化作用のためガラスは少ない。鏡下で溶結凝灰岩の特徴がよく認められるものもあるが，熱変質の影響などで識別困難なこともある。有色鉱物はほとんど二次的鉱物の緑泥石などに変っている。

副成分鉱物：ジルコン・燐灰石・ざくろ石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱

二次的鉱物：絹雲母・曹長石・緑泥石・方解石・ざくろ石・緑れん石



第27図 デイサイト質溶結凝灰岩 (M66-223)。祖母山火山岩類，第三期火山岩類。大分・宮崎県境，傾山南西方450m。傾山直下。溶結組織を示す基底中に破片状の石英 (Q)，斜長石 (P) がみとめられる。また，おそらく黒雲母から変ったと思われる緑泥石がみとめられる。十字ニコール。

Dacitic welded tuff. Sobosan Volcanic Rocks, 3rd Stage. Q : quartz, P : plagioclase.

流紋岩質溶結凝灰岩

産地：宮崎県西臼杵郡高千穂町五カ所南西1,700m，標高820m（三田井岡幅地域）（第Ⅱ図版3）

化学組成：SiO₂：73.41%（38ページ第7表7）

斑状鉱物：カリ長石・斜長石・石英

カリ長石がもっとも多く，石英・斜長石がこれに次ぐ．カリ長石はふつう1-3mmの長柱状-短柱状の自形-半自形-破片状を示し，ときにカルルスバッド双晶をみとめる．また曹長石とともにパーサイト組織をなしている．さらにカオリン化や絹雲母化作用を受け，汚濁されたものが多い．斜長石は，カリ長石に比して量のはるかに少なく，2mm以下の長柱状-短柱状の自形-半自形-破片状を示し，アルバイト式双晶，アルバイト・カルルスバッド式双晶をなし，成分は灰曹長石-曹長石に属している．これら斑状斜長石は，カオリン化，絹雲母化，炭酸塩化作用を受けたものが多く，汚濁されたものが多い．石英は，ふつう2.5mm以下の融食状-破片状をなしている．有色鉱物は二次的鉱物の緑泥石などに変っているが，おそらく黒雲母であって，1mm以下である．

基質：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

基質は，一般に潜晶質または珪長岩質組織である．ときには著しく変質しており，各鉱物を識別し難いことがある．ホルンフェルス化作用などのために，脱ガラス化しており，ガラスはほとんど認められない．また，これらの作用のために，鏡下で溶結構造の特徴があまり認められない．有色鉱物は，ほとんど二次的鉱物の緑泥石などに変っている．

副成分鉱物：ジルコン・燐灰石・ざくろ石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱

二次的鉱物：絹雲母・緑泥石・方解石

V. 2. 2 後期火山岩類

祖母山火山岩類の第Ⅲ期活動ののち，前述のような火山岩体陥没をもたらすカルデラ，あるいはそれに類似的構造運動が行なわれ，次いで後期の火山活動となる．

前期火山活動の噴出物は，珪長質の岩石で，灰白色その他おおむね明るい色調を有しているのにくらべ，後期火山活動の噴出物の主体をなすⅣ期-Ⅴ期のものは，暗色の輝石安山岩であり，いちじるしい対照をなしている．

V. 2. 2. 1 第Ⅳ期火山岩類 (S-aa・S-at・Sapの一部)

第Ⅳ期火山岩類は，無斑晶質輝石安山岩（斑晶は存在するが小斑晶であり，一見すると無斑晶質岩に見えるのでこのように呼んでおく）の溶岩と，同質凝灰角礫岩で代表されるが，祖母山地区の下部・中部には，斑状輝石安山岩の溶岩と同質凝灰角礫岩がみとめられる．

祖母山地区においては，大分県側の尾平鉱山上流域には，降下火砕岩⁵⁾として凝灰角礫岩しか認められないが，無斑晶質輝石安山岩は祖母山北東方の大障子岩から前障子岩⁶⁾の中腹-山麓から，その北東山域に広く分布発達する．また祖母山の北方斜面から緩木山および筒ガ岳にかけても広く分布する．さらに祖母山南方の親父山南面などに広く分布する．一方，九折・大百合地区においては，観音滝断層の北側にかけて分布している．

祖母山北西方-緩木山-祖母山北面においては，第Ⅲ期火山岩類の上部のデイサイト質凝灰角礫岩を

5) この降下火砕岩は松本・宮久（1973）の報告では，第Ⅴ期の火山噴出物としていたが，その後の調査によって，各期の分布がよりあきらかになり，第Ⅳ期の噴出物と考えるにいたった．

6) 5万分の1地形図では南西側の大障子岩（1,458m）と北東側の障子岩（1,409m）と似たような地名が2つあるがふつう南西側の1,458m 峯を大障子，北東側の1,409m 峯を前障子と呼んでいる．

直接おあって、2枚の無斑晶輝石安山岩溶岩と同質凝灰角礫岩、これをおおう2枚の斑状輝石安山岩溶岩と同質凝灰角礫岩、およびそれをおおう2枚の無斑晶輝石安山岩溶岩と同質凝灰角礫岩からなる。三田井図幅地域の祖母山西方から筒ガ岳にかけては、その北方緩木山から続く斑状輝石安山岩溶岩流が第IV期の輝石安山岩質凝灰角礫岩をおあって分布しており、さらにこれを被覆して斑状輝石安山岩が発達する。祖母山北東方の前障子岩西面―北面―東面においては、斑状輝石安山岩溶岩流をおあって少なくとも4枚の無斑晶輝石安山岩溶岩流とその間に同質凝灰角礫岩が発達する。また、障子岩東面から南西にかけては、斑状輝石安山岩溶岩、同質凝灰角礫岩、無斑晶輝石安山岩溶岩、輝石安山岩質凝灰角礫岩、斑状輝石安山岩溶岩、無斑晶輝石安山岩溶岩とかさなっている。一方三田井図幅地域の宮崎県上野村では、第III期の流紋岩溶岩を直接おあって、それぞれ3枚の斑状輝石安山岩溶岩と同質凝灰角礫岩、およびそれをおおう無斑晶輝石安山岩溶岩流からなる。また土呂久谷上流では、第III期のデイサイト質溶結凝灰岩および同質凝灰角礫岩を直接おおい、少なくとも2枚の無斑晶安山岩が発達し、緩く東方に傾斜している。その間には、異質礫を多量に含む凝灰角礫岩が発達しており、異質礫は、花崗岩類、リソイダイト、古生層砂岩、同頁岩などである。また、祖母山の東斜面、すなわち尾平鉱山上流域の斜面では、第III期のデイサイト質溶結凝灰岩をおあって、標高およそ1,000-1,100m以上に輝石安山岩質凝灰角礫岩と凝灰岩が100-200mの厚さで発達し、さらに、これを無斑晶質輝石安山岩がおおっている。

九折・大白谷における第IV期の火山岩は、観音滝断層による陥没構造の北側の奥岳川流域に分布発達し、少なくとも4枚の無斑晶質輝石安山岩溶岩流と同質凝灰角礫岩を識別することができ、これらは緩く北西方向に斜下している。これら無斑晶質輝石安山岩は、従来中生層頁岩ホルンフェルス、あるいは第三紀黒色泥岩と呼ばれていたように、燧石状の堆積岩ホルンフェルスに類似しているが、注意深く見ると小斑晶を有しており火山岩であることがわかる。また、大白谷上流域における地表の火山岩類は、すべて第V期火山岩類と推定される。しかしながら、大白谷上流の構造ボーリングでは、標高530mの位置から、1,200.9mの深度まで行なわれており、深度1,010.0mまでは斑状安山岩・安山岩質凝灰角礫岩・変質安山岩・安山岩類からの珪化岩（白色珪質岩）などの安山岩類であり、1,010m以深が花崗岩類である。したがって、このボーリング地点の地表から地下にかけて相当の厚さの安山岩類が存在することになり、少なくとも地下のある深度からそれ以深は、第IV期火山活動の噴出物と考えて差し支えないであろう。すなわち数100m、あるいはそれ以上の第IV期火山岩類が発達するものと考えられる。

第IV期火山噴出物の厚さは、地域によりかなりの差があるようである。すなわち、前述のように、大白谷地区では数100m以上、九折北方地区では400m、あるいはそれ以上におよぶと考えられる。前障子岩北東地区では数100m、前障子岩付近では500m以上、大障子岩西方域では400m、大障子岩東方域では約600m、祖母山北方域で500m、祖母山東面では200m弱、緩木山周辺で450m、三田井図幅地域の国観峠で250m-300m、上野村四季見原では550mである。

一般に噴出物の厚さの水平方向の変化はかなりみとめられるが、溶岩も降下火砕岩も一般によく連続している。すなわち、これら各溶岩の間に、あるいは溶岩と火砕岩との間に顕著な指交関係がみとめられ、溶岩がレンズ状に消滅している。さらに第IV期火山岩類の斑状輝石安山岩の大きな、あるいは厚い岩体は、緩木山地域一帯と、これとはるか東方に約15km離れた大白谷地域のボーリングで認められた地下の岩体である。それに対して、この両者の間の第IV期火山活動の噴出物は、主として無斑晶質輝石

安山岩である。したがって、これらのことはおそらく成層火山、またはそれに類似する火山活動型式のものが各地域ごとに活動したことを示すものであろう。

[岩石記載]

1) 無斑晶質輝石安山岩

無斑晶質輝石安山岩は、灰黒色～暗灰色のちみつ堅硬岩であり、しばしば貝殻状断口を生じて割れる性質をもった燧石状の岩石をみとめる。あまりにもちみつであるため、一見あたかも泥質～凝灰岩質ホルンフェルスの外観を呈するが、注意してみると、細かい斜長石と輝石の斑晶を見出すことができる。

普通輝石含有無斑晶質安山岩

産地：大分県大野郡緒方町上畑，標高400m（第III図版1）

：宮崎県西臼杵郡高千穂町五カ所岳北東方2,000m，標高1,320m（三田井図幅地域）(第28図)

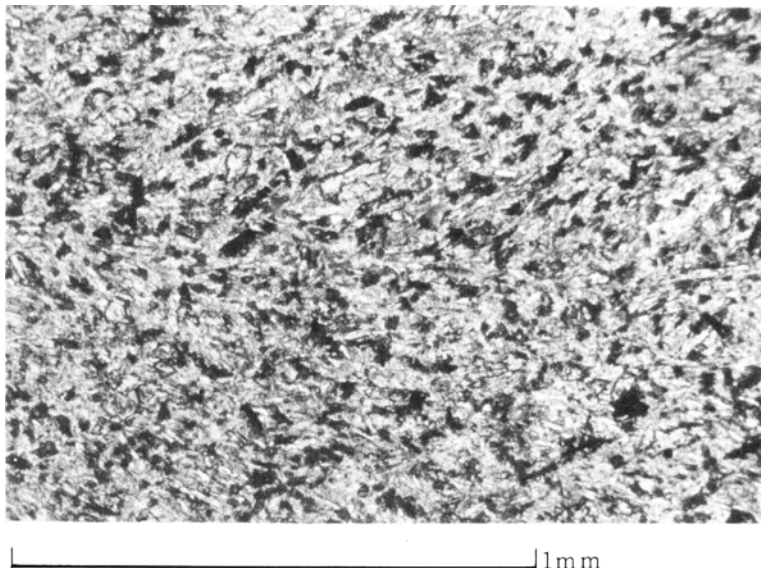
化学組成：SiO₂：57.80%（38ページ第7表8）

SiO₂：58.24%（38ページ第7表10）

斑晶：斜長石・普通輝石

斑晶は一般にきわめて少なく、ごく少量の普通輝石（薄片1枚に2～3コ程度）とそれよりやや多い斜長石（薄片1枚に10コ程度）をみとめる。斜長石はふつう1mm以下の長柱状～短柱状の自形を示し、アルバイト式双晶、アルバイト・カルルスバッド式双晶をなし、曹灰長石～中性長石に属する。普通輝石も、その量はきわめて少なく、0.7mm以下の短柱状自形結晶をみとめる。変質を受けた他の地域のもは、有色鉱物は緑泥石化して仮像だけをとどめている。

石基：斜長石・アルカリ長石・石英・普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・ガラス
毛せん状組織～ピロタキシティック組織を示している。したがってガラスは非常に少ない。細い



第28図 普通輝石含有無斑晶質安山岩（K72072804）。祖母山火山岩類，第IV期火山岩類，無斑晶質輝石安山岩溶岩。石基はピロタキシティック組織～毛せん状組織を示し，短冊状斜長石，アルカリ長石，石英，普通輝石，斜方輝石，チタン鉄鉱，磁鉄鉱などからなる。開放ニコル。

Augite-bearing aphyric andesite. Sobosan Volcanic Rocks, 4th Stage.

細かな短冊状斜長石を主とし、アルカリ長石・石英とからなる基地の間に普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鈹・磁鉄鈹などが存在する。変質を受けた、他の地域のは、緑泥石・粘土鈹物・方解石・黒雲母などの二次的鈹物の発達をみる。

副成分鈹物：燐灰石・ジルコン

二次的鈹物：緑泥石・粘土鈹物・方解石・石英

斜方輝石普通輝石含有無斑晶質安山岩

産地：宮崎県西臼杵郡高千穂町惣見上流官行事務所南東方800m，官行一尾平トンネル道路端，
標高1,010m（三田井図幅地域）

：大分県大野郡緒方町中村西方700m，標高600m（第29図）

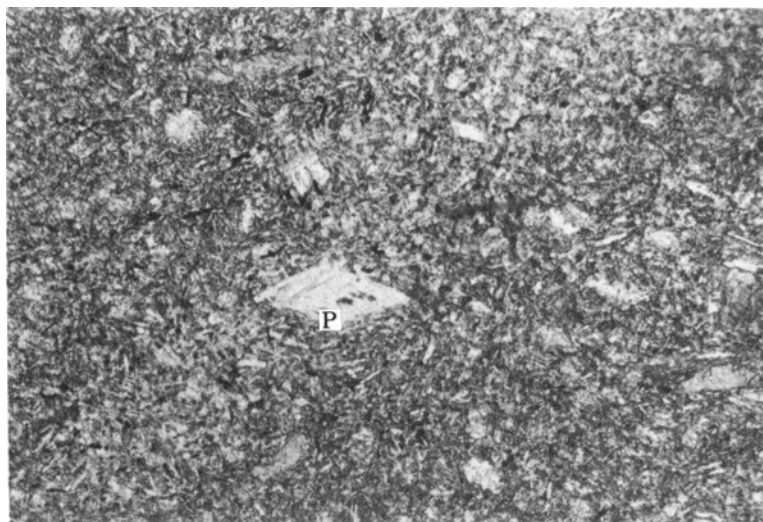
化学組成：SiO₂：57.83%（38ページ第7表9）

SiO₂：58.35%（38ページ第7表11）

斑晶：斜長石・普通輝石・斜方輝石

斑晶はきわめて少なく、ごく少量の普通輝石（薄片1枚に3-4コ程度）と、これよりやや多い斜長石（薄片1枚に10コ程度）をみとめる。斜長石はふつう1mm以下の長柱状-短柱状の自形を示し、アルバイト式双晶またはアルバイト・カルルスバッド式双晶をなし、成分は曹灰長石-中性長石である。普通輝石は、0.8mm以下の短柱状自形結晶としてみとめられる。微斑晶としての斜方輝石は、いわゆる頭のない長柱状半自形結晶が多く、0.4-0.2mmの長さを有し、多色性が少なく、Feの少ない紫蘇輝石または古銅輝石に属するものである。また、これと同じ程度の大きさを有する普通輝石もみとめられる。また、変質を受けた他の地域のは、これら有色鈹物は、緑泥石・方解石などに変って、仮像だけをとどめている。

石基：斜長石・普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鈹・磁鉄鈹・ガラス



1mm

第29図 斜方輝石普通輝石含有無斑晶質安山岩（H68080203）。祖母山火山岩類，第IV期火山岩類，無斑晶質輝石安山岩溶岩。石基は毛せん状組織を示し，短冊状の斜長石，アルカリ長石・石英・普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鈹・磁鉄鈹からなり・微斑晶として，紫蘇輝石・普通輝石・斜長石（P）をみとめる。開放ニコル。

Orthopyroxene- and augite-bearing aphyric andesite. Sobosan Volcanic Rocks, 4th Stage.
P: plagioclase.

一般にガラス基流晶質組織を示すが、毛せん状組織を示すものもある。微細な短冊状斜長石を主とし、普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・ガラスなどからなる。変質を受けた他の地域のものは、緑泥石・方解石・黒雲母・粘土鉱物などの二次的鉱物を生じている。

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン

2) 斑状輝石安山岩

斑状輝石安山岩は、新鮮なものは暗灰色－緑黒色を呈し、粒度のそろった中粒の斜長石斑晶と、輝石の斑晶からなる斑状岩である。また、変質したものは、暗緑色－灰緑色、あるいは暗紫色－灰紫色を呈し、弱変質（カオリン化）した斜長石斑晶、緑泥石化した輝石斑晶、および方解石・緑れん石などの変質鉱物を生じた緑色化または紫色化した斑状岩であり、いわゆるプロピライト化している。これの著しいものは、奥岳川流域の緒方町小原付近などに認められ、やや変質の弱い斑状安山岩は、祖母山地区の竹田市緩木山などにみとめられる。変質の種類によっては、珪化作用や炭酸塩化作用が著しく、斑状組織を残存した白色珪質岩、すなわち、珪化安山岩になっている。これは大白谷地区におけるボーリングの岩芯によくみとめられ、局所的な珪化作用は、緒方町小原付近にもみとめられる。

斜方輝石普通輝石安山岩

産地：大分県竹田市緩木山南西500m、標高1,020m

：大分県竹田市神原南南西4,200m、標高1,075m

斑晶：斜長石・普通輝石・斜方輝石

一般に斑晶が多量に存在する斑状岩で、無斑晶質輝石安山岩に比して著しく対照的である。斜長石はふつう1-2mmの短柱状自形結晶と0.5-1.5mmの長柱状自形結晶であり、アルバイト式双晶、アルバイト・カルスバッド式双晶が多く、短柱状結晶には累帯構造も顕著に発達しており、曹灰長石・中性長石に属する。しばしば変質して絹雲母化、炭酸塩化している。普通輝石は0.5-1mmの短柱状自形半自形結晶が多く、ときに双晶をなしている。斜方輝石は0.7mm以下であり、長柱状自形半自形を示し、ときに斜方輝石の両側に普通輝石が平行に発達しており、大部分紫蘇輝石に属する。これらの輝石は、変質を受けてしばしば緑泥石化、炭酸塩化しており、仮像だけをどめていることがある。

石基：斜長石・アルカリ長石・石英・普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・ガラス

ガラス基流晶質組織－ピロタキシティック組織を示しているが、変質を受けたもので脱ガラス化をしているものがある。細い短冊状の斜長石を主とし、アルカリ長石・石英などからなる細かな基地の間を、普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などが埋めている。また変質を受けたものは、緑泥石・粘土鉱物・方解石・二次的石英などの二次的鉱物が発達している。

副成分鉱物：燐灰石・石英

二次的鉱物：緑泥石・緑れん石・粘土鉱物・方解石・石英

V. 2. 2. 2 第V期火山岩類 (S-aa・S-at・S-ap の一部)

第V期火山岩類は第IV期火山岩類の上に重なり、分布範囲もほぼ一致している。これは斑状輝石安山岩の溶岩とその火砕岩とによって代表され、一部には無斑晶輝石安山岩とそれの凝灰角礫岩も発達している。第V期火山岩類は九折・大白谷地区の観音滝断層の北側および祖母山地区に分布する。

祖母山地区における第V期の火山活動は、祖母山の北東に続く稜線から、その北東の大障子岩、さらに前障子岩の稜線ならびにその近くに分布する。さらに、その分布は三田井図幅地域につづき、祖母山

の北斜面も巻いて国観峠に、一方は尾平鉱山側の斜面、すなわち祖母山およびその南方の障子岳の東面から古祖母山東方に連続して、宮崎県側の土呂久鉱山上流域の尾平断層の北西側から上野村四季見原に分布し、前述の国観峠に続いている。これらはすべて第IV期の無斑晶質輝石安山岩溶岩や安山岩質凝灰角礫岩を被覆して発達している。これらの分布地域においては、主として斑状輝石安山岩溶岩であるが、一部に無斑晶質輝石安山岩溶岩が存在する。すなわち、前障子岩付近では、無斑晶質輝石安山岩溶岩が少なくとも2枚あり、両者の間に安山岩質凝灰角礫岩の薄層（厚さ30-0m）が挟まれている。もっともここでは、その下位の第IV期火山噴出物の無斑晶質輝石安山岩溶岩を被覆しているため、はっきりした第IV期と第V期の境界は定かでないが、その標高はおよそ1,100-1,150m付近と推定している。したがってこの付近での第V期噴出物の層厚は200-250mと推定される。大障子岩付近では、第IV期の無斑晶質輝石安山岩溶岩をおおって、第V期の斑状輝石安山岩溶岩が200mあるいはそれ以下の厚さでおおよそ標高1,100-1,120m以上に発達し、さらにそれを約50-100mの厚さの無斑晶質輝石安山岩溶岩がおおってゆるく北西方向に傾斜している。三田井図幅地域の祖母山西側の国観峠付近では、第IV期の無斑晶質輝石安山岩溶岩をおおって、第V期の斑状輝石安山岩溶岩が標高約1,400m以上に、その厚さ40-50m程度発達している。祖母山の東側、すなわち尾平鉱山の upstream 斜面においては、第IV期の輝石安山岩凝灰角礫岩をおおって斑状輝石安山岩溶岩が発達し、その厚さは100-200mであり、標高およそ1,300m以上に分布している。また尾平断層の北-北西側、すなわち上野村から土呂久鉱山上流に分布するものは、第IV期の無斑晶質輝石安山岩溶岩をおおって、斑状輝石安山岩溶岩が、およそ200mの厚さで発達し、さらにこれをおおって100m以上の厚さを有する無斑晶質輝石安山岩溶岩が発達し、第V期の火山噴出物の全層厚は350mにおよび、ほぼ南西方向に20-25°で緩く傾斜している。

祖母山地区に対して、九折（一三ツ尾）・大白谷地区の傾山カルデラ内においては、第V期の火山活動は著しく活発であり、とくにカルデラ内の北東側において顕著である。ここでは第IV期の無斑晶質輝石安山岩溶岩を直接おおって、少なくとも6枚の斑状輝石安山岩溶岩をかぞえることができるが、鉱化変質を受けているため、その火山層序など不明な点が多い。溶岩流の間は、凝灰角礫岩-凝灰岩-結晶凝灰岩などの降下火砕岩が介在し、ゆるく北方に傾斜している。これらの全層厚は地表調査のみでも500mを越すであろう。大白谷上流のボーリングでは、地表から1,010mの深度まで安山岩質の溶岩と火山碎屑岩が続くが、鉱化作用のため著しく珪化されており、既にのべたように、第IV期と第V期の区別がつかないが、それにしても第V期の火山噴出物の全層厚は500mをはるかに越すことが予想される。

第V期の火山噴出物の厚さの水平方向の変化は、第IV期のそれと同じようになりみとめられるが、溶岩も降下火砕岩も一般的によく連続する。すなわち、連続しながらも、しばしばレンズ状に溶岩が消滅しており、溶岩と火砕岩との間に指交関係がみとめられる。したがって、第V期の火山活動も第IV期のそれと同じく、おそらく成層火山、またはそれに類似する火山活動型式のもので、各地域ごとに活動したものであろう。

[岩石記載]

1) 斑状輝石安山岩

斑状輝石安山岩の岩石学的性質は、第IV期の斑状輝石安山岩と大差ない。新鮮なものは暗灰色-暗緑

色を呈し、粒度の揃った中粒の斜長石斑晶と、輝石の斑晶からなる斑状岩である。また、大白谷地区にみられるものは、珪化作用を受けた灰白色の斑状岩や、暗緑色－灰緑色、あるいは灰紫色－灰色を呈し、弱変質した斜長石斑晶と、緑泥石化した輝石斑晶、および方解石・緑れん石などの変質鉱物を生じた斑状岩となっており、いわゆる珪化岩またはプロピライトとなっている。また、土呂久谷上流の斑状輝石安山岩の中には、鉍化作用によって、局部的に斧石やダトー石を生じているものもある。

斜方輝石普通輝石安山岩

産地：大分県大野郡緒方町湯ノ迫南東方1,100m、標高400m（第30図）

：大分県大野郡緒方町上滞迫東南東方1,800m、駄床川上流標高750m（第31図）

：大分県大野郡緒方町尾平鉍山西南西1,800m、標高980m（三田井図幅地域）

化学組成：SiO₂：58.91%（38ページ第7表13）

SiO₂：60.79%（38ページ第7表14）

SiO₂：62.10%（38ページ第7表15）

斑晶：斜長石・普通輝石・斜方輝石・（角閃石？）

一般に斑晶が多量に存在する斑状岩で、無斑晶質輝石安山岩と著しく対照的である。斜長石はふつう0.5-2mm、最大2.5mmに達する長柱状自形結晶であり、アルパイト式双晶、アルパイト・カルルスパッド式双晶が多く、大きな結晶は累帯構造もよく発達しており、曹灰長石－中性長石に属する。ときに変質して、絹雲母化、炭酸塩化している。普通輝石は0.5-1.5mmの短柱状自形－半自形結晶が多く、ときに双晶をなしている。斜方輝石は、0.7mm以下であり、普通輝石よりはるかに量が少なく、長柱状自形－半自形を示し、まれに普通輝石と平行連晶をなしており、一般に紫蘇輝石に属する。これらの輝石類は、しばしば変質して緑泥石化、炭酸塩化しており、仮像だけをどめていることがある。さらに仮像として角閃石らしきものをみとめる。

石基：斜長石・アルカリ長石・石英・普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉍・磁鉄鉍・ガラス

ガラス基流晶質組織－ピロタキシティック組織を示しているが、変質を受けて脱ガラス化したものがある。特に尾平鉍山上流斜面のものは、熱変質を受けてホルンフェルス化しており完晶質になっている。一般に細い短冊状斜長石を主とし、アルカリ長石・石英などの基地の間隙に、普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉍・磁鉄鉍などがみとめられる。また変質を受けたものは、緑泥石・粘土鉱物・方解石などを生じており、熱変質を受けたものは多くの黒雲母を生じている。

副成分鉱物：燐灰石・石英

二次的鉱物：緑泥石・緑れん石・粘土鉱物・方解石・石英・黒雲母・ダトー石・斧石

2) 無斑晶質輝石安山岩

第V期の無斑晶質輝石安山岩は、第IV期の無斑晶質輝石安山岩と、その岩石学的性質は酷似している。灰黒色－暗灰色のちみつき堅硬岩であり、泥質－凝灰岩質ホルンフェルスの外観を呈するが、注意してみると、細かい斑晶を見出すことができ、火山岩であることが判明する。

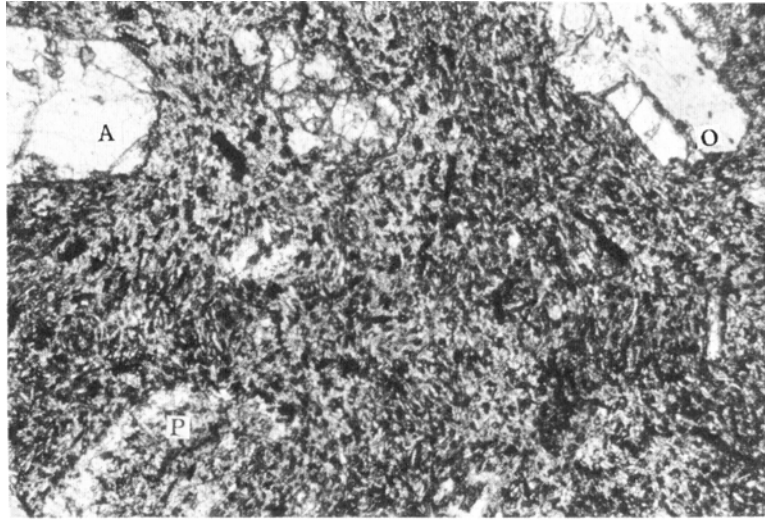
普通輝石含有無斑晶質安山岩

産地：大分県竹田市・緒方町境界大障子岩北方300m、標高1,380m

化学組成：SiO₂：58.19%（38ページ第7表12）

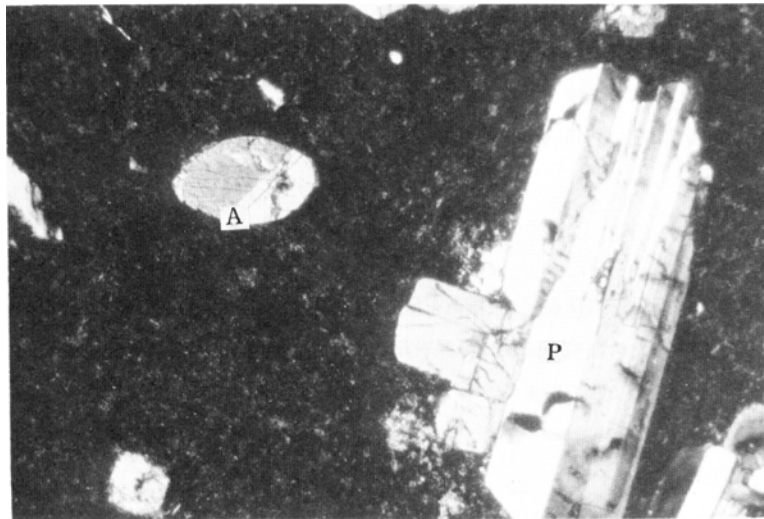
斑晶鉱物：斜長石・普通輝石

斑晶は一般にきわめて少なく、ごく少量の普通輝石と斜長石をみとめる。斜長石斑晶は薄片一枚に10コ程度であり、ふつう1mm以下の長柱状－短柱状自形を示し、アルパイト式双晶、アルパイト・カルルスパッド式双晶をしており、曹灰長石－中性長石に属する。普通輝石は、その量はきわ



第30図 斜方輝石普通輝石安山岩 (68080305). 祖母山火山岩類, 第V期火山岩類, 斑状輝石安山岩溶岩. 石基は毛せん状組織を示し, 短冊状斜長石を主とし, アルカリ長石・石英・普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱からなり, 斑晶として, 斜長石(P), 普通輝石(A), 斜方輝石(O)をみとめる. 開放ニコル.

Orthopyroxene-augite andesite. Sobosan Volcanic Rocks, 5th Stage. P: plagioclase, A: augite, O: orthopyroxene.



第31図 斜方輝石普通輝石安山岩 (68073006). 祖母山火山岩類, 第V期火山岩類, 斑状輝石安山岩. 毛せん状組織を示す石基中に, 双晶を示した普通輝石(A)と, アルバイト式双晶を示す斜長石(P)の斑晶をみとめる. 十字ニコル.

Orthopyroxene-augite andesite. Sobosan Volcanic Rocks, 5th Stage. A: augite, P: plagioclase.

めで少なく、薄片1枚に2-3コ存在し、0.8mm以下の短柱状自形結晶をみとめる。

石基：斜長石・アルカリ長石・石英・普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・ガラス
毛せん状組織-ガラス基流晶質組織-隠微晶質組織を示し、ときに脱ガラス化使用を受けている。
細い細かな斜長石を主とし、アルカリ長石・石英・普通輝石・斜方輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱など
からなる。緑泥石やその他の粘土鉱物もみとめる。

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン

二次的鉱物：緑泥石・粘土鉱物

V. 2. 2. 3 第VI期火山岩類 (S6-d, S6-dt)

第VI期の火山活動は祖母山地区のみにみとめられる。すなわち、祖母山山頂から障子岳、古祖母山の
一帯と、祖母山北東に分布する。これらはすべて第V期の火山岩類を被覆しており、デイサイト溶岩、
安山岩-デイサイト質凝灰角礫岩、無斑晶質輝石安山岩溶岩よりなる。

祖母山北東の大障子岩付近、およびその北東の前障子岩にかけて2カ所にデイサイト溶岩の発達をみ
る。これらは、第V期の斑状輝石安山岩および無斑晶質輝石安山岩溶岩をおおって、厚さ約60mで分布
している。さらに祖母山東北東から三田井図幅地域に入り、祖母山北面および、祖母山東面から土呂久
側に、主として尾平側にかけて、デイサイト溶岩がみとめられ、一部に降下火砕岩としての凝灰角礫岩
がみとめられ、その全層厚は200m前後、あるいはそれ以下であり、第V期の斑状輝石安山岩溶岩を直
接おおって発達している。

このデイサイトの上位に、安山岩-デイサイトの降下火砕岩としての凝灰角礫岩の発達がある。これ
は竹田図幅地域では祖母山東北東の1,433m三角点付近に小規模に分布する。しかし、三田井図幅地域
では、祖母山の北面-東面から、障子岳・古祖母山・親父山などの主稜から、土呂久側にかけて広範囲に
分布しており、全層厚は200m前後に達し、南または西方に緩く傾斜している。

これらの上位に、無斑晶質輝石安山岩の活動があり、上記の凝灰角礫岩をおおって祖母山頂付近と、
天狗岩付近に分布しており、ゆるく北に傾斜しており、層厚150mにおよんでいる。これは三田井図幅
地域にのみ分布しており、竹田図幅地域には分布しない。

[岩石記載]

1) 石英デイサイト

この石英デイサイトは、淡灰色-淡灰緑色を呈し、比較的大きな石英および斜長石の斑晶が目立つ斑状
岩である。変質作用のため、有色鉱物は緑泥石化しており、はっきりと識別出来ない。まれに緑れん石
やざくろ石などをみとめることがある。

(角閃石?) 石英デイサイト

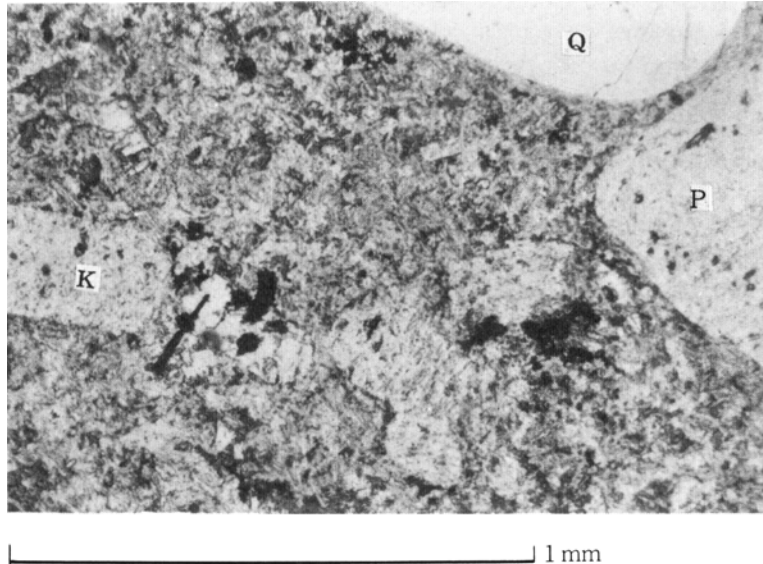
産地：大分県竹田市・緒方町境界、大障子岩北東方600m、標高1,320m (第32図)。

：大分県竹田市・緒方町境界、祖母山東北東方1,800m、標高1,350m (三田井図幅地域)

化学組成：SiO₂ : 66.91% (38ページ第7表16) (大障子岩北東方)

斑晶：斜長石・石英・(角閃石)

斜長石がもっとも多く、それに石英が散点する。斜長石はふつう1-3mm、最大5mmに達する
大きな斑晶であり、アルバイト式双晶、アルバイト・カルルスバッド式双晶、ペリクリン式双晶が



第32図 石英デイサイト (KT72072710). 祖母山火山岩類, 第VI期火山岩類, デイサイト溶岩. 毛せん状組織-珪長岩質組織を示す石英(Q), 斜長石(P), カリ長石(K)の斑晶をみとめる. 開放ニコル.

Dacite. Sobosan Volcanic Rocks, 6th Stage. Q : quartz, P : plagioclase, K : K-feldspar.

発達し, 大きな結晶には累帯構造も顕著にみとめられる. 成分は, 中性長石を主とし一部灰曹長石であり, 絹雲母化, 曹長石化を受けている. 石英は1-3mmの融食形を示している. 有色鉱物は, 緑泥石化のため仮像のみをみとめるが, その形から角閃石と推定されるが, 輝石も存在していたのかもしれない. また二次的鉱物として, さくろ石の結晶が, 斑晶大の大きさでみとめられる.

石基: 斜長石・アルカリ長石・石英

一般に毛せん状組織またはピロタキシティック組織または珪長岩質組織を有しているが, 尾平鉦山側の斜面にあるものは, 熱変成の影響を受けている. 短冊状の斜長石・石英・アルカリ長石からなり, 一部にガラスを有し, その他に緑泥石・粘土鉱物・絹雲母・方解石などの2次的鉱物を認める.

副成分鉱物: 鉄鉱物・ジルコン・燐灰石

二次的鉱物: 曹長石・絹雲母・緑泥石・方解石・さくろ石

2) 無斑晶質輝石安山岩

この無斑晶質輝石安山岩は, その外観は第IV期および第V期の無斑晶質輝石安山岩と大差ない. 新鮮な部分では灰黒色-暗灰色のちみつ堅硬岩であり, 風化すると淡灰褐色-灰褐色を呈する. あたかも泥質-凝灰岩質ホルフェルスの外観を呈するが, 注意してみると, 細かい斑晶を見出すことができ, 火山岩であることがわかる.

輝石含有無斑晶質安山岩

産地: 大分・宮崎県境祖母山山頂北方直下, 標高1,720m (三田井岡幅地域)

: 大分・宮崎県境祖母山南方900m天狗岩付近, 標高1,560m (三田井岡幅地域)

斑晶: 斜長石・輝石

斑晶は一般にきわめて少なく、ごく少量の斜長石と輝石の仮像を認める。斜長石斑晶は1mm以下の長柱状-短柱状自形を示し、アルパイト式双晶、アルパイト・カルルスバッド式双晶をしており、曹灰長石-中性長石に属し、しばしば絹雲母化、炭酸塩化している。輝石類はすべて仮像となっており、緑泥石に変わっている。その形態から輝石類であろうと推定される。おそらく単斜輝石であろう。

石基：斜長石・アルカリ長石・石英・普通輝石・斜方輝石・黒雲母・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・ガラス

ガラス基流晶質組織-ピロタキシティック組織を示し、ときに脱ガラス化作用を受けている。細かな短冊状斜長石・アルカリ長石・石英・ガラスなどと共に、普通輝石・斜方輝石・黒雲母・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などがみとめられる。斑晶輝石は仮像を示すのであるが、石基輝石は残存している。その他二次的鉱物として、緑泥石・ざくろ石・粘土鉱物などがみとめられる。

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン

二次的鉱物：緑泥石・ざくろ石・粘土鉱物・方解石

V. 2. 3 傾山カルデラと尾平断層

祖母山火山岩類を切る断層は、すでに概説したように、弧状形態や環状に近い形態のものが、直線状もしくは屈曲した断層とともに見出される。松本・宮久(1973)はそれらの断層によってかこまれた火山構造性陥没構造を発見し、傾山カルデラと名付けた。本項の記述は主に同論文に従う。

観音滝断層は九折谷を横切って存在し、その一部には、これに沿う珪長岩の貫入を見るが、その延長の観音滝以東にも三ツ尾南方-西山南方-大白谷西方と半円周状の弧状断層が推定される。この弧状断層の内側は祖母山火山岩類第IV期以降の噴出物が分布発達するのに対して、その外側は、より下位の祖母山火山岩類第III期以前の火山噴出物と見立層・中生層・古生界が分布発達している。

この弧状断層は北東方で大白谷-大切峠断層とよんだNW-SE系のほぼ直線の断層に合致するが、その北西では北西方向に別れて清川村大トガ山からしだいに方向を西に転じて駄床川を横ぎり緒方町小原北方に達する断層となっている。

大白谷-大切峠断層は、したがって弧状断層を切るかたちのものであり、前述のように、この直線状断層によって基盤古生界にかなり大きい水平転位が認められる。ただし、花崗斑岩や珪長岩が弧状断層からこの直線状断層にかけて貫入発達して、両断層の前後関係を示す直接の証拠を見出すことはできない。

以上についてこの付近の構造発達の順序はつぎのように考えられる：①祖母山火山岩類前期火山活動(第I - III期)、②火山性陥没構造(弧状断層)の形成、③NW-SE系の大白谷-大切峠断層、④祖母山火山岩類後期火山活動(第IV - VI期)、⑤陥没構造およびNW-SE系断層の再活動、⑥それにともなう新期酸性貫入岩類の活動。

上記の観音滝からつづく半円周状断層をつなぐと、NNW側の一部は尾平断層の影響のため、はっきりしないが、長径(NNW-SSE方向)9km以上、短径(ENE-WSW方向)6kmの楕円状の陥没構造となり、現在確認された段階での円周は18kmにおよぶ。さらに北北西側を延長すると12km×6km、円周およそ28km、面積ほぼ54km²の陥没構造が推定される。この火山性陥没構造を傾山カルデラとよぶ。

さてカルデラの陥没については、第四紀火山では、また古い時代の開析火山岩体においても、その陥

没落差の量がたしかめられたケースはきわめて少い。しかるに傾山カルデラにおいては、その内部に探鉱事業団による1,200mの長さの垂直下方への構造ボーリングが行なわれて、あるていど陥没落差のデータが得られている。すなわち大白谷西方のカルデラ内の1967年のボーリング（42PASK-1、地質図上ではB42）では、地表下1,010mまで祖母山火山岩類の後期（IV-V期）の火山岩類からなっており、それ以深から孔底1,200mまで花崗岩質複合貫入岩体が出現し、基盤岩類はもちろん、前期噴出物も出現しない。ボーリング地点の標高は530m、その東側において断層にそう地形の最低高度は380mであるから、これらの数字のみからは、大白谷付近においては850m以上の落差を有することになる。基盤岩を基準にすると1,050m以上の落差になるが、この点はボーリング孔の深部の花崗岩類貫入のためあきらかでない。

以上のことから、傾山カルデラの陥没量（容量）を推定してみると、長径12km、短径6km、落差850mの値で計算すれば、陥没量は約46km³になる。これに対して、現在確認された前期（先カルデラのI-III期）の噴出量は約40km³である。第I-III期の噴出物が、かりにすべて傾山カルデラから噴出したと仮定しても陥没容量に対して数km³少ない。一般にカルデラ形成の場合、陥没量より噴出量の方が少ないことが多く、傾山カルデラにおいても同様である。これは山崎（1959）が説くように水の影響とともに、第I-III期の噴出物のかなりの量が、その後の剝削作用によって失われた結果、さらに、祖母山火山岩類後期火山活動（第IV-V期）以降の陥没構造再動による結果などの種々のためであろう。

一方、傾山カルデラの西方、祖母山南側の尾平断層も弧状断層である。この断層は祖母山火山岩類の後期IV-V期のもまで切っており、また新第三紀酸性貫入岩類が貫入している。したがって、現在みられる断層の活動時期は祖母山火山岩類後期火山活動直後—新第三紀酸性貫入岩類活動直前に限定される。しかしながらこの断層の場合も、祖母山火山岩類前期活動の直後—同後期活動直前に何らかの構造的ギャップ—断層であるか撓曲線であるか—を生じていた可能性が考えられる。

この尾平断層の垂直落差は、土呂久北方の構造ボーリングと、本谷山における祖母山火山岩類第I期のデイサイト質溶結凝灰岩下底面の高度から推定すると約1,050m、同じく第III期のデイサイト質凝灰岩礫岩基底面を基準にすると約1,000mになる。すなわちこの尾平断層は垂直転位がきわめて大きく、その落差は1,000m+にもおよんで北西側すなわち火山岩体側の落ちた断層である。

尾平断層をカルデラ構造とよんで良いか否かは、なお今後の調査に待たねばならない。この断層の東半に貫入する花崗斑岩の内部やその貫入接触面付近には、断層に平行する金属鉱脈があつて尾平鉱山の主脈となっていることは前述のとおりである。加藤武夫（1937）が鉱床記載に添えて公表した地質図（同書p. 525）では、この尾平鉱山のさらに北方にむけて断層を延長している。また、前障子岩東方—北方にみられる石英斑岩も断層に沿うものとすれば、尾平断層は弧状から、さらに半円周状の延長をもつことになり、傾山カルデラに類似する形態をとることとなる。

V. 3 新第三紀酸性貫入岩類

祖母傾山地域の南方に大崩山花崗岩底盤があり、その北方および北西方への発達延長部として、祖母山火山岩地域にも露出または潜在しており、竹田図幅地域にも各種岩類がみとめられる。さらに底盤から派生する岩株、岩脈、ならびに花崗岩活動に先駆する珪長岩・細粒花崗岩類、および花崗斑岩—石英

斑岩の貫入岩体などが各所に分布している。これらは広範囲に既存岩に対して熱変成作用、気成作用—熱水変質作用をあたえ、錫をはじめ各種の金属の鉱脈形成や接触交代作用などの鉱化作用をもたらして、いわゆる尾平鉱床区を作っている。

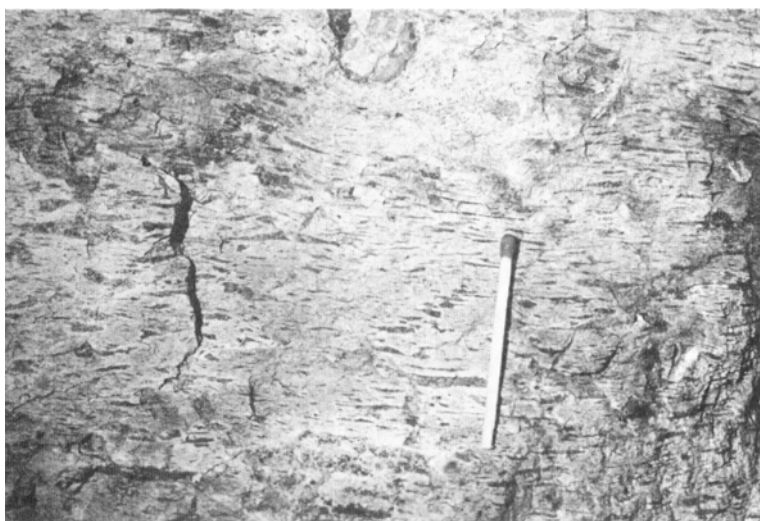
V. 3. 1 珪長岩（フェルサイト）(Yf)

緻密堅硬な火成岩である。白色から暗灰色への色調の変化があり、また流理構造を有して祖母山火山岩類第Ⅱ期のリソダイトに類似するものから、角礫構造をもつものまで外観の変化にとむが、どれもきわめて珪質である（第33図）。既存岩への貫入関係が各所がみとめられるが、その流理は必ずしも岩体の伸びの方向や壁面に平行ではない。露出の良好な場所は九折谷と奥岳川（上畑南西方）とである。

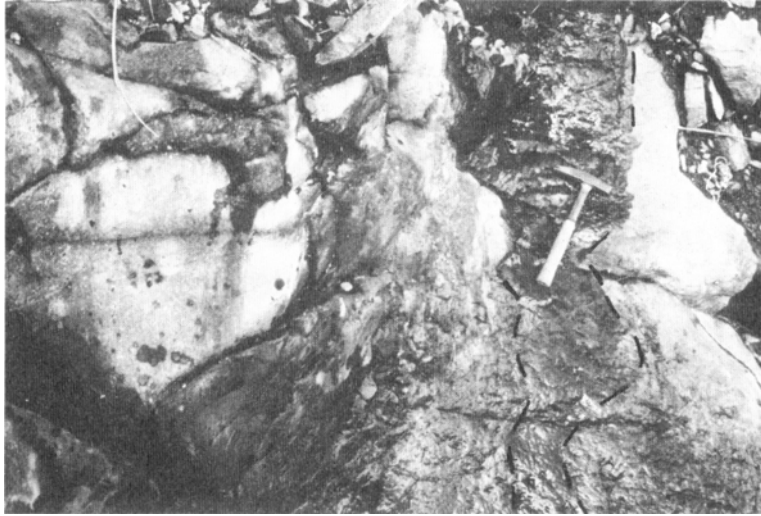
九折谷の豊栄鉱山選鉱場付近では角礫状となっている。礫は流理のある、かたい珪長岩のほか各種の異種岩石を含み、マトリックスもまた珪長質で流理を示しかたく緻密である。ここでは厚さ最大400mの岩脈状をなし北へ傾き、前述した観音滝断層に沿って貫入したものである。その北側は祖母山火山岩類の比較的上位のメンバーであるが、南側は古生層および超塩基性岩類など秩父帯の岩層および祖母山火山岩類の最下位に近いメンバーである。したがってここでの珪長岩の貫入位置は、北側が落下した断層に相当し、しかもその転位量はかなり大きいことが野外事実からみとめられる。

奥岳川上流の上畑—土岩間の河床およびその左岸の県道（尾平鉱山へ至る）にそって露出する珪長岩は、祖母山火山岩（北側）と土岩層（南側）の境界にそって貫入しており、岩体の南縁に近いところでは異質の角礫を多くとりこんで一見すると礫岩の岩相である。

その他、小規模な岩体として、南海部郡宇目町、大野郡緒方町、竹田市神原付付近などに貫入岩体がみとめられる。緒方町小原では、傾山カルデラの陥没構造に沿って、幅せまく貫入しており、さらにこれを石英斑岩が貫ぬいている。緒方町滞迫では、N40°W方向の岩脈として、小岩体がみとめられる。竹田



第33図 珪長岩の流動を示すユータキシティック組織。
Eutaxitic structure of felsite.



第34図 祖母山火山岩類第Ⅲ期のデイサイト質溶結凝灰岩中に、岩脈状に貫入した珪長岩（ハンマーの付近、破線は境界を示す）。竹田市神原の上流白水。
Felsite dike intruded into dacitic welded tuff of the 3rd Stage, Sobosan Volcanic Rocks.

市神原上流の白水およびその北方の振顔野付近の2カ所では、N45°E方向の幅せまい岩脈としてみとめられる（第34図）これらはすべて祖母山火山岩類の第Ⅲ期のデイサイト質溶結凝灰岩および凝灰角礫岩に対して貫入している。宇目町のサンショウウ谷上流（傾山東方1,950m）では、祖母山火山岩類の第Ⅰ期のデイサイト質溶結凝灰岩を貫ぬいて、岩脈状に幅100m以下のものがみとめられ、さらにこれを花崗斑岩が貫ぬいている。

〔岩石記載〕

1) 珪長岩（フェルサイト）

灰白色－白色を呈し、きわめてちみつ堅硬な珪質火山岩であり、ほとんど斑晶を含まないが、きわめてまれに1mm以下の石英の斑晶をみとめることがある。祖母山火山岩類第Ⅱ期のような球顆組織はみとめられない。

珪長岩

産地：大分県大野郡緒方町上畑南方1,200m、標高400m
：大分県竹田市神原上流白水、標高600m（第Ⅲ図版2）

斑晶：（石英）

きわめてまれに、1mm以下の融食形の石英をみとめる。

石基：石英・斜長石・アルカリ長石

石基はきわめて細かい珪長岩質組織を示し、石英・斜長石・アルカリ長石よりなる。しばしば、流理組織に対してほぼ垂直に、アルカリ長石・石英が並んで成長している。流理を示す縞模様は、粒度の差や、前述の結晶配列などによって生じている。

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・鉄鉱物

2次的鉱物：絹雲母・緑泥石・粘土鉱物

V. 3. 2 細粒花崗閃緑岩 (Ygd)

本岩は主として奥岳川上流の尾平鉱山周辺、すなわち南隣三田井図幅地域に小範囲に分布しているが、その一部が、土岩南方900m付近にのびて、ほんの一部が竹田図幅地域に分布している。本岩は古生界・中生界・珪長岩を貫いており、他方、花崗斑岩および黒雲母花崗岩によって貫入を受けている。

[岩石記載]

1) 細粒花崗閃緑岩

暗灰色－灰色を呈し、細粒－中粒の完晶質岩で、やや斑状を呈した部分もある。黒雲母角閃石花崗閃緑岩に属し、一般に新鮮である。やや大型の斑晶として、斜長石・正長石・石英・角閃石・黒雲母が目立ち、その間を少量の石基が充たしている。部分的にグラノファイアーと呼んでよいもの、また、部分的にアダメロ岩質になっていることもある。

普通輝石含有黒雲母角閃石花崗閃緑岩

産地：大分県大野郡緒方町尾平西方500m、標高700m（三田井図幅地域）

斑晶：石英・正長石・斜長石・角閃石・黒雲母・普通輝石

斜長石は1cmに達する短柱状の自形を示し、中性長石に属する。正長石は、1cmに達する短柱状－長柱状の自形－半自形の斑晶として存在することもあるし、また斜長石を囲んで存在することもある。石英と正長石は、しばしばミルメカイト組織－微文象組織をなして共生している。普通輝石は部分的に少量みとめられ、角閃石に取り巻かれている。角閃石は0.5-1mmの自形－半自形結晶の集合状を示し、淡褐色－緑褐色の多色性を示す普通角閃石である。黒雲母は細かい結晶の集合体となっており、暗赤褐色－淡褐色の多色性を示す。

石基：石英・正長石・斜長石・角閃石・黒雲母

石基は完晶質であり、主として、石英と正長石とからなり、これらが共生して微文象組織－ミルメカイト組織をなしている。そのほかに少量の斜長石・黒雲母・角閃石などからなる。

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・スフェーン・鉄鉱物

V. 3. 3 花崗斑岩・石英斑岩 (Yp)

本岩は各所に大小種々の形態の岩脈をなして、黒雲母花崗岩の大崩山底盤の活動に先駆けて活動している。さらに、前述の珪長岩および細粒花崗閃緑岩に対して貫入の関係にある。

この地域の南方、宮崎県大崩山の花崗岩底盤の南側にあつて底盤体を取りまく弧状形態の大規模な岩脈が延長40kmにわたり分布するが、ここにのべる岩脈と全く同質、同時期のものである。鳥山武雄(1953)は底盤に伴う剪断性の環状割れ目の生成機構を考察している。

祖母山火山岩の分布地域では、この種の岩脈の出現するところは、基盤岩を切る断層の部分と、祖母山火山岩の陥没構造の部分(カルデラ壁)の断層とが主なものである。すなわち、前述の大白谷－大切峠断層や尾平断層に沿うものなどである。なお、尾平断層ぞいには、珪長岩と斑岩の複合岩脈や、それらにさらに電気石石英錫鉱脈(尾平鉱山本ビ鉱脈)を伴うなど、数次にわたる断裂活動と火成作用－鉱化作用の行なわれたことがわかる。

竹田図幅地域でみられる大きな岩体は、大白谷－大切峠断層の北西延長に沿う岩体である。すなわち、大白谷から湯ノ迫南方、さらに奥岳川畔に至る岩体は、延長約6km、幅150-500mの岩体であり、一部分岐岩脈をみとめる。また、この岩体に平行する小岩脈が、火山体側(カルデラ内)に2コ、カル

デラの外側の清川村轟付近に9コみとめられる。さらに、陥没をもたらした断層の北西延長の緒方町小原北方1,000mの所では、珪長岩に貫入した石英斑岩の小岩脈があり、ここでは複合岩脈をなしている。

観音滝断層に沿う斑岩として、緒方町上畑南東方1,500mに小岩脈をみとめ、さらにその付近に2コの小岩体が存在する。また豊栄鉱山東方1,300mには、珪長岩を貫いた石英斑岩の小岩脈をみとめる。また、上畑東方800mおよび上滞迫南南東方1,000mの2カ所に祖母山火山岩類に貫入した小岩脈の石英斑岩があり、これも断層に沿うものである。

前障子岩東方から北方にかけて、祖母山火山岩の第Ⅳ－Ⅴ期の安山岩類に貫入した石英斑岩の小岩脈があり、また、大障子岩南方1,000mの図幅南縁中央部にも三田井図幅地域から続いた石英斑岩の小岩脈があり、祖母山火山岩類第Ⅲ期の溶結凝灰岩に貫入している。また奥岳川沿いには、緒方町土岩付近と、その南西方1,500mにも斑岩をみとめ、これはさらに三田井図幅地域に続いている。

また、南海部郡宇目町の傾山東方2,000mの本図幅地域南東隅では、祖母山火山岩の第Ⅰ期溶結凝灰岩、第Ⅱ期のリソダイトおよび珪長岩を貫いた花崗斑岩の小岩体がみとめられる。図幅地域の南西隅に近い高森町高群南方にも同岩の小岩体がある。

地表ではないが、大白谷西方のボーリングでは、地表より深度1,054m以深でも本岩に似た岩質のものが認められている。

花崗斑岩の岩脈は、その内部で貫入順序を示すような複合岩体をなさない(ただし例外的に三田井図幅地域における上記の尾平付近のもので、完晶質の花崗斑岩の外側に石英斑岩がおくれて貫入しているのが見られた)。しかしすべての岩体にわたってその岩型は一樣ではなく、斑状組織のなかにも粗粒完晶質のものから、石基の細粒ちみつなまでのまで変化している。

〔岩石記載〕

1) 花崗斑岩

花崗斑岩は、ふつう灰色－淡灰色を呈し、斜長石・石英の斑晶が目立つ斑状岩である。岩脈の周辺部や幅の狭いところは石英斑岩であるが、数100mの範囲を占める岩体においては、より完晶質の花崗斑岩となっている。

角閃石黒雲母花崗斑岩

産地：大分県大野郡緒方町湯ノ迫南方500m、標高260m

斑晶：石英・斜長石・正長石・黒雲母・角閃石

斜長石および石英の斑晶が多い。石英は円味のある自形でふつう1-5mm大である。斜長石は長柱状－短柱状自形結晶を示し、ふつう1-5mm、最大1cmに達する。累帯構造が発達し、おもに灰曹長石であるが、中心部は中性長石であり、アルバイト式双晶、アルバイト・カルルスバッド式双晶をなす。正長石は自形－半自形の長柱状－短柱状をなし、カルルスバッド式双晶、またはバベノ式双晶をなし、微細な包有物に富み汚濁している。斜長石の結晶をしばしば包有し、あるいは斜長石斑晶の周縁に正長石が発達する。またまれに、正長石と石英が微文象組織をなしている。黒雲母は、細片をなし、しばしば集合体をつくり、暗赤褐色－淡黄褐色の多色性を示す。角閃石は部分的に含まれ、小結晶の集合体をなし、青緑色－淡黄褐色の多色性を示す。

石基：石英・正長石・斜長石・黒雲母・角閃石

石基は珪長質細粒状－細粒花崗岩状の完晶質を示す。石英と正長石は微文象組織を示すこともあり、また互いに遊離していることもあり、微粒状になっていることもある。斜長石は、量少なく灰

曹長石に属する。有色鉱物は、主として黒雲母であるが、部分的に角閃石が存在する。

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・スフェーン・ざくろ石・電気石・磁鉄鉱

2) 石英斑岩

石英斑岩は、灰色を呈し、石英の斑晶が目立つ斑状岩である。小岩脈や、花崗斑岩の周縁部にみとめられ、これと漸移関係にある。石英の斑晶のほかに、正長石・斜長石の斑晶をみとめる。

黒雲母石英斑岩

産地：大分県大野郡緒方町前障子岩東方400m、標高1,250m（第Ⅲ図版3）

斑晶：石英・正長石・斜長石・黒雲母

石英は最大5mm、ふつう1-3mmの丸味をもった高温型自形結晶をなす。正長石は、ふつう7mm以下の長柱状-短柱状自形結晶をなし、カルルスバッド式双晶、バベノ式双晶をなしている。微細な包有物を含み汚濁している。正長石は石英とともに、しばしば微文象組織をつくる。また、斜長石の周りに正長石が発達することもある。斜長石はふつう5mm前後、最大1cmに達し、長柱状-短柱状自形結晶を示し、アルバイト式、アルバイト・カルルスバッド式双晶をなし、灰曹長石に属する。累帯構造も著しく、中心部は中性長石である。黒雲母は、多くの場合細片をなし、集合体をつくり、暗赤褐色-淡黄褐色の多色性を示す。

石基：石英・正長石・斜長石・黒雲母

石基は珪長質細粒の完晶質を示す。石英と正長石は、しばしば、微文象組織-ミルメカイト組織を示す。斜長石は少量で灰曹長石に属す。黒雲母は少量存在する。石英斑岩はしばしばカオリン化して、石基の各鉱物が識別できないこともある。

副成分鉱物：燐灰石・ジルコン・スフェーン・ざくろ石・電気石・磁鉄鉱

V. 3. 4 黒雲母花崗岩 (Yg)

大崩山底盤およびそれより分岐した岩株、キュボラなどの小岩体をなすものである。岩石は粗粒-中粒の優白質岩で、石英、正長石、斜長石および黒雲母からなる黒雲母花崗岩である。これらの岩体の周辺や頂部はしばしば優白質周縁相の白雲母黒雲母花崗岩や、白雲母と電気石を含むグライゼンなどになり、またペグマタイト、アプライトも発達する。竹田図幅地域の岩体には電気石グライゼンの発達は顕著ではないが、周辺の母岩中には、鉱床の項で後述するように、電気石脈が多く生じている。

祖母傾山地を含め、大分県南部から宮崎県北部にかけて大崩山底盤の深成活動の範囲は広く、秩父帯から四万十帯にまたがっているが、その北半の秩父帯のものは、黒瀬川構造帯や仏像構造線のような基盤岩中の断裂の付近に小岩体群として貫入し、あるいはそれらの位置でさらに上位の見立層や祖母山火山岩体のなかまで上昇貫入している。一方、火山構造性の陥没断層に直接そって入るということはなく、その部分の珪長岩や花崗斑岩などを含めて非調和非整合的な貫入岩体をなしている。また特記すべきことは、この最終期の花崗岩マグマ侵入活動に伴って地域全体が一火山性陥没構造もとともに一隆起上昇していることである。

この花崗岩は西南日本外帯の各所に分布するいわゆる外帯花崗岩に産状やその他の性質が類似している。大崩山花崗岩の年代は既述（36ページ）したように、20-21m. y. とされており、中新世初期を示している。

この黒雲母花崗岩の主要な分布地は南および南東隣の三田井・熊田両図幅地域である。竹田図幅地域

第8表 尾平鉱山産黒雲母花崗岩の化学組成 産地：大分県大野郡緒方町尾平鉱山(三田井図幅地域)

Chemical composition of biotite granite from Obira Mine.

(分析者 滝本 清)

	1	2
SiO ₂	71.21	71.21
TiO ₂	0.27	0.25
Al ₂ O ₃	13.81	13.79
Fe ₂ O ₃	0.50	0.53
FeO	2.30	2.39
MnO	0.05	0.06
MgO	0.63	0.65
CaO	2.22	2.18
Na ₂ O	3.87	3.85
K ₂ O	3.32	3.28
P ₂ O ₅	0.19	0.18
ZrO ₂	0.07	0.02
SnO ₂	0.95	0.03
B ₂ O ₃	0.15	0.12
SrO	0.18	0.07
H ₂ O+	0.51	0.71
H ₂ O-	0.20	0.21
Total	100.43	99.53

主成分鉱物：石英・正長石・斜長石・黒雲母

副成分鉱物：角閃石・電気石・燐灰石・ジルコン・スフェーン・磁鉄鉱・褐れん石

石英および正長石はもっとも多量に存在し、径5mm前後のことが多いが、さらに大きいこともある。石英は他形を示し、正長石は半自形の大晶をなしている。正長石はカルルスバッド式双晶、バベノ式双晶をなし、微細な包有物に富み、カオリン化、絹雲母化などを受けて汚濁している。斜長石と共生して、しばしば微ペルト長石をなしている。斜長石は、半自形を呈し量が少なく、灰曹長石に属し、累帯構造を示し、アルバイト式双晶、アルバイト・カルルスバッド式双晶を示す。黒雲母は粗い単独結晶をなし、暗赤褐色～淡黄褐色の多色性を示す。まれに緑色角閃石をみとめる。電気石は長柱状～針状の結晶をなしている。スフェーンは黒雲母に接して成長しているのをみとめることが多く、1mm以下である。

2) 大白谷構造ボーリングの潜在花崗岩体

このボーリングは海拔530mの位置から垂直下方へ1,200m掘進したが、そのうち1,010mすなわち海面下480mの位置に花崗岩類を把握し、孔底までつづいた。それは次のような多くの岩型を含む複合岩体である。

黒雲母花崗岩 細粒～中粒優白質、正長石≧斜長石でアダメロ岩質であり、しばしばアプライト質となり、また、ざくろ石含有優白質アプライトも伴われる。

花崗閃緑岩 等粒状～斑状の灰色～暗灰色アダメロ岩～トナル岩である。有色鉱物として黒雲母および角閃石を含み、堇青石変質物（緑泥石+絹雲母）やゼノリス～ゼノクリストも多い。

では、熱変成帯の分布は広いが地表露出は狭く、緒方町上畑南方1,000m付近の奥岳川沿いに、祖母山火山岩類および珪長岩を貫いて小範囲に分布するのみである。また、三重町大白谷における上述のボーリング(42PASK-1、地質図のB42)の深部に花崗岩類が出現する(通商産業省、1969)。近接した分布地は、三田井図幅の緒方町尾平鉱山周辺、および日之影町奥村付近などである。参考のため、尾平鉱山産の本岩の化学組成を第8表に示す。

[岩石記載]

1) 黒雲母花崗岩(上畑付近の岩体)

本岩は粗粒～中粒で、優白色を呈し、一般的に新鮮であり、圧砕構造は示さない。

黒雲母花崗岩

産地：大分県大野郡緒方町上畑南南西1,000m、標高390m(第Ⅲ図版4)

化学組成：SiO₂：71.21% (緒方町尾平産) (第8表1)

SiO₂：71.21% (緒方町尾平産) (第8表2)

アルカリ深成岩類 斜長石>正長石>石英の量比関係をもつモンゾニ岩質のところが多い。ほかにパーサイト質アルカリ長石の多い閃長岩もある。いずれの場合も、灰鉄輝石質の単斜輝石を特徴的に含む。

花崗斑岩—斑状黒雲母花崗岩

斑晶はカルルスバッドおよびバベノ双晶をなす長柱状のカリ長石と、アルパイトおよびアルパイト・カルルスバッド双晶をなし累帯構造のある斜長石（灰曹長石—中性長石）とがおもな斑晶鉱物で、いずれも大きくめだっている。ついで石英と黒雲母を斑晶として有する。有色鉱物は黒雲母と少量の角閃石とである。黒雲母はジルコン、放射能ハロのある不明鉱物・細柱状燐灰石およびざくろ石などを包有する。角閃石は緑—黄緑色の多色性がいちじるしい。このほか、赤褐—淡褐色多色性のある褐れん石が副成分鉱物として含まれる。

石基も完晶質の花崗岩組織をなす。

V. 3. 5 花崗岩体の形態と分布

竹田図幅地域の新第三紀花崗岩体群は、三田井図幅地域のいくつかのものと類似のあり方を示し、まとめて同じグループの岩体群とみなすことができる。いずれも露出部の長径は1.5km以下で、やや大きいものは岩株、小さいものはキュポラと称すべきであろう。

それらはいずれも既存構造に対して非調和非整合で、岩体接触部においては既存構造といちじるしく斜交している。しかしながら岩体群をつらねたおよその方向は南西から北東へむかって一線上に近くなり、しかも次のような岩体頂部の高さ、すなわちそれが南西方に高く、北東方へむかって沈むような傾向にある。

南西	尾平岩体群（3個）	海拔 650-800m
	上畑岩体	" 500m付近
	豊栄鉱山坑内アプライト脈	" 300m付近
北東	大白谷潜在岩体	海面下-480m

岩体頂部は硼素鉱物生成その他の気成鉱化—変質が行なわれ、そこを中心として金属鉱化作用が波及しているが、それらは上記のような花崗岩体群の配列に支配される。すなわち尾平鉱山付近では、鉱床の主要部が侵食をうけて露出するが、その北東方の豊栄鉱山はそれより低位置にあるにもかかわらず、その主要鉱床は潜頭型である。また、大白谷潜在岩体はボーリングによる把握であるが、その地表付近では、小規模な鉱床群が水平的な帯状配列をなして分布している。

花崗岩体の配列方向はほぼ、秩父帯における古期岩や超塩基性岩類の分布する方向であって、古い断裂構造により、新期の花崗岩マグマの貫入位置がやや規制されることを示す。また鉱化作用については、後述のように古い断層や割れ目にそって鉱脈が生じたり、シルル紀石灰岩層を交代してスカルン鉱床が生ずるなど、既存構造による支配性がいちじるしい。

V. 4 三宅山火砕流⁷⁾ (Om)

本火砕流は大野火山岩類（小野，1963）の一員であり、主に北および北東隣の久住・犬飼両図幅地域

7) 小野（1963）および柴田・小野（1974）の三宅山流紋岩と同じ。なお本書では、以下誤解のおそれのないときは、火砕流・泥流の語を現象のみでなく、その堆積物をさす岩体名としても用いる。

に分布し、竹田図幅地域では北縁西よりに岩体の南西端がわずかに露出している。本図幅地域内では基底が露出していないが、久住図幅地域では大野火山岩類の他の岩層と朝地変成岩類とを覆っている。

この岩体は流紋岩火砕流起源の緻密な溶結凝灰岩であり、大部分の岩相は脱ガラス化した、淡褐色、石質の流紋岩である。城原^{きばら}北方の路傍には、黒色、緻密なガラス質岩が露出しており、これは、この岩体の基底の急冷相と思われる。径2-3mmの長石・石英の斑晶をかなり多量(約30%)に含む。黒色ガラス質岩では、ガラスの均質化のために葉理構造がほとんどなく、本質レンズも小形で見えにくいために、溶結凝灰岩であることを肉眼では判定しにくい。脱ガラス化した石質岩では、やや淡色であったり、空隙が集ることによって、本質レンズとそれによる葉理とを認めることができる。

本火砕流の3個の試料についてK-Ar法年代決定が行われた(柴田・小野, 1974のOV-3, 4, 5⁸⁾)。それらの測定値はそれぞれ13.6, 13.9, 14.4m. y. で、平均して14.0m. y. であった。同時に測定された大野火山岩類の下位層、白岩山火砕流(三重町図幅地域, OV-1)と代三五山溶岩(犬飼図幅地域, OV-2)については、それぞれ15.5, 14.2m. y. であり、大野火山岩類全体についての5個の平均値は、14.3±0.4m. y. であった。この火山岩類の噴出年代は中新世中期とみなされる。

かんらん石輝石流紋岩溶結凝灰岩 64Z302 (K-Ar 測年試料OV-3, OV-4の母岩)

産地：竹田市城原、轟木の北0.7kmの道路傍

斑晶：サニディン・斜長石・石英・単斜輝石・斜方輝石・かんらん石・鉄鉱・褐れん石

モード分析の結果は、サニディンと斜長石とはそれぞれ約10%、石英は約6%、他の苦鉄質斑晶は0.1-0.8%、基質は約70%である。サニディンはほぼ $Or_{68}Ab_{31}An_{1.3}$ 、斜長石はほぼ均質な内核(～ An_{50})から細かい反覆累帯をしつつ～ An_{25} の外縁部にいたる累帯構造をなす。単斜・斜方輝石、かんらん石はFs, Fa成分にとみ、それぞれほぼ $Wo_{40}En_{20}Fs_{40}$ 、 $Wo_3En_{27}Fs_{70}$ 、 $Fo_{12}Fa_{88}$ の成分である(曾屋・小野・奥村, 1974)。

基質：淡褐色のガラス、扁平化したビトロクラスティック組織がきわめて明瞭。

V. 5 鮮新世火山岩類

V. 5. 1 ^{おわたり}大渡溶岩 (Ow)

この溶岩は、図幅地域北東隅に近い緒方町北方、大渡一宇土付近の緒方川川岸および川床にのみ露出する。地表の露出では下位層との関係は不明であるが、後述する試錐の結果では、厚さは約20mあり、その下位に時代不明の礫層がある。

この溶岩は、露頭では、黒色緻密でやや気泡があり、少量の斜長石斑晶が見える安山岩である。小さい径の、不規則な方状節理が発達する。

緒方町北方の緒方川右岸の水際でボーリングが行われた(地質図および79ページ第38図のB4)。そこでは、この溶岩の地表の厚さは約10m、地下で9.8m、計約20mの厚さであり、その下位は孔底まで14.5mの厚さは礫層であった。礫層中の礫は、ほとんどが大野川層群のものと思われる砂岩であった。

この溶岩は孤立した分布であり、下位の礫層とともに、現在のところ詳細な層準を定める資料がないが、一応鮮新世のものとしておく。

8) OV-3.4の採取地点は地質図上にOVとして示されている。OV-5は久住図幅地域産である。

輝石含有安山岩 63TDI30

産地：緒方町越生，緒方川の南西岸，大渡への橋の西側

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈹（計約3%）

石基：長柱状の斜長石・単斜輝石と細粒の磁鉄鈹とが多量の褐色ガラス中にある。

V. 5. 2 小園火砕流 (Oz)

本火砕流の分布は極めて狭く，図幅地域東縁北よりの，緒方町小園の西方に露出する他，さらに小さい分布が緒方駅北西2.5kmの高無礼に発見されている。小園に分布するものは基底は露出せず，高無礼のものは大野川層群を覆い，両者とも平石礫層に覆われる。小園では厚さ10m以上ある。

この火砕流は細粒ガラス火山灰を基質とし，ごく少量の軽石を含む，淡桃色，非溶結の火山灰流である。軽石はときに径15cm，多くは径数cm以下で，白-淡桃色，長孔状あるいは繊維状によく発泡している。斑晶として，ときに径2mm以上のものがある六角板状の黒雲母と少量の角閃石が認められる。

時代を定める積極的な資料がないが，新鮮であり，平石礫層に覆われるので，鮮新世のものとしておく。

黒雲母流紋岩軽石 69TD620

産地：緒方町小園西，堤北方の路傍

斑晶：斜長石・黒雲母・磁鉄鈹・燐灰石

石基：無色ガラス

V. 6 平石礫層 (H)

図幅地域の東縁中央部，奥岳川の北側と，その北の荒平池東側とに，やや広い分布があり，阿蘇火砕流の台地の中に，それよりもやや高い丘陵をつくっている。この他，図幅地域北東部の火砕岩台地内に，小島状か窓状をなして狭い分布が点在する。古生界・大野川層群などを覆い，それらの起伏ある地形を埋積したもので，層厚は厚いところで130m以上ある。

この礫層は巨礫を含む，あまり分級のよくない非固結の礫層で，ときに砂層およびシルト層をはさむ。礫は径20cm以下の円-壱円礫が多く，ときに径2mに達する巨礫をまじえる。礫種は祖母山火山岩類の白色流紋岩溶結凝灰岩・斑状および無斑晶安山岩，古生界のチャート・黒色泥岩などが多く，少量の花崗岩・花崗斑岩を含む。大野川層群のものと思われる砂岩・泥岩を顕著に含むこともある。荒平池北東の竹脇の東では，この礫層に，厚さ1m，灰色-暗灰色のシルト層がはさまれている。シルト層は塊状で，木片を含んでいる。

奥岳川北側と荒平池東側とにあるこの礫層は，いずれも東北東-西南西の方向に細長く分布し，その頂部の高度は西から東にゆるく低下し，かつ，それぞれの西端にはこの礫層のつくる丘陵よりも高い大野川層群の島状の山体がある。このような分布状態と前述の構成礫種とからみて，この礫層は，祖母山山地から主に奥岳川の水系によって運び出された巨大な扇状地礫層が侵食・開析された残りの部分と考えられる。

北および北東隣の久住・犬飼図幅地域の南部，大野山地の南側山麓には，田中礫層とよばれる厚い礫層が堆積している．同礫層は中新世中期の大野火山岩類よりも新しく，更新世前期と考えられる今市火砕流よりは古く，久住図幅（小野，1963）では鮮新世の地層とされた．平石礫層については，それより詳細に時代を限定する資料がないが，両礫層の堆積条件の類似から，田中礫層と同様に鮮新世の地層としておく．

VI. 第四系

VI. 1 更新世前期火山岩類

VI. 1. 1 今市火砕流 (I)

分布 今市火砕流は北隣久住図幅地域に主な分布があり，さらに北方へ，別府・森図幅地域にも分布しているらしい．竹田図幅地域では，北縁から竹田市街南方までの範囲に谷沿いの低地に露出し，この地域では阿蘇火砕流の下位に連続して分布しているものと思われる．この火砕流の噴出中心はまだ明らかでないが，九重火山付近あるいはその東方地域の可能性がある．

層位 本火砕流は三宅山火砕流を覆い，鷹匠町火砕流および阿蘇火砕流群に覆われる．この火砕流の正確な時代はまだ決定されていないが，岩体の保存の程度と逆帯磁していることから，ここでは更新世前期と考えておく．

層厚 本火砕流は現在の分布が限られているばかりでなく，凹凸のある地形を埋積して堆積したために当初から層厚に変化があったものらしく，厚さを算定しにくい．竹田図幅地域のすぐ北側，久住図幅地域南縁の竹田市鉢山におけるボーリング（地質図および78ページ第37図のBH）では，厚さ46m以上（孔底が基底に達していない）であった．平均の厚さは30m以上であろう．

岩相 今市火砕流は複数のフローユニットからなり，構成は単純ではないが，本図幅地域では露出が断片的なので岩相変化を統一的に観察できない⁹⁾．非溶結の火山灰流・スコリア流，弱-強溶結の溶結凝灰岩などの種々の岩相があるが，結晶化した溶結凝灰岩が最も多い．

非溶結の軽石質火山灰流は竹田市内の岡城トンネルの壁に露出する．基質は帯紫灰色のガラス火山灰であり，径数cm以下の同質の軽石を含む．軽石は流紋岩質で，やや発泡がよく，斜長石斑晶を含む．この非溶結の岩相は，竹田市街地でみられるように，ガラス質の弱溶結相に移過する．

強溶結の溶結凝灰岩は，竹田市街東方の大野川沿いなどにみられ，帯紫暗灰色，緻密，一般に脱ガラス化して著しく硬い．本質レンズは長さ1-5mmの斜長石斑晶を数-10%含む．基質は結晶および石質破片に富む．しばしば長さ数mmの輝石の良晶を含んでいる．脱ガラス化した岩石では，本質レンズがやや多孔質で，基質には葉理に平行な板状の剝離があることが多い．強溶結で脱ガラス化した岩相は，後述するAso-1火砕流の同様の部分とよく似ており，肉眼による識別がむずかしいことがある．このようなとき，この岩体は逆帯磁，Aso-1火砕流は正帯磁なので，磁化方位を調べることは野外で岩体を識別するのによい助けとなる．

9) 模式的な垂直の岩相変化は「久住」図幅説明書（小野，1963，p. 57-60）に記載してある．

今市火砕流には気相晶出作用の著しい岩相が特徴的に多く、豊後竹田駅南側の稲葉川河床などの各地でみられる。基質は桃一桃灰色で、白色、多孔質の本質レンズを含む。一般に脆く、露頭面は円味を帯びる。

この火砕流の表層と思われる非溶結のスコリア流は、図幅地域の北縁に近い竹田市法泉庵付近などでみられる。スコリアの岩塊には径10cm以上のものがあり、漆黒色、光沢があり、斜長石斑晶が目立つ。

輝石流紋岩溶結凝灰岩 67TD358B2

産地：竹田市折立

本質レンズ：脱ガラス化した基質中に、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・燐灰石の斑晶を含む。

基質：結晶片および石質破片の量が多く、その合計は30%をこえる。著しい脱ガラス化のため、ガラス破片の境界が不鮮明である。

VI. 1. 2 河原立火砕岩 (Oa)

竹田市次倉北方の大野川河床（河原立の対岸）におけるボーリング（地質図および79ページ第38図B2）において、地下29-50mに発見された安山岩の火砕岩を河原立火砕岩とよぶ。この岩石の地表露頭はないので地質図上には表現がなく、地質断面図F-Hのみに示されている。

この試錐では、地表から深さ29mまでAso-1火砕流であり、以下50mの孔底まで、本層のやや緑色を帯びた、輝石安山岩・角閃石輝石安山岩の火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩であった。これらの岩石は、固結度が強くはなく、鏡下ではわずかに緑色粘土鉱物が見られる程度で、ほぼ新鮮である。これに相当する岩体は付近の地表に露出していないが、以上の岩相から、次節の下荻岳溶岩と同様に更新世前期の火山岩類の一頁であろう。

VI. 1. 3 下荻岳溶岩 (Og)

本溶岩は図幅地域西縁中央部の下荻岳を構成する。下荻岳は阿蘇火砕流の台地面から突出した、比高約90mの独立した小峰であり、阿蘇火砕流に覆われる以外、この溶岩の層位関係は不明である。

灰白色、やや多孔質で、脆く、流理構造のある溶岩で、長さ数mmの角閃石を顕著に含む。

下荻岳の西南西2.5kmの阿蘇山図幅地内に上荻岳があり、下荻岳と同様に火砕岩台地内の独立峰であるが、その岩石は角閃石黒雲母流紋岩であって、下荻岳のものとは異なる。おそらく、両者および前節の河原立火砕岩は、阿蘇カルデラの周囲に露出する、輝石安山岩一角閃石安山岩・デイサイトー黒雲母流紋岩からなる（鮮新世一）更新世前期の先阿蘇火山岩類の一員で、両荻岳のように孤立した山体は、開析された溶岩ドームか、溶岩流の一部であろう。

紫蘇輝石含有黒雲母角閃石デイサイト 64TD214

産地：荻町下荻岳東側山腹

斑晶：斜長石・緑褐色角閃石・黒雲母・鉄鉱・紫蘇輝石（微量）（計約15%）

斜長石の多くはやや円味を帯び、逆累帯構造をもち、また虫食い状に無色ガラスを包有する。

微斑晶ー石基：斜長石・黒雲母・角閃石・鉄鉱・無色ガラス

VI. 1. 4 鷹匠町火砕流 (I)

本火砕流の現在の分布は極めて狭く、竹田市街地に数箇所発見されている。これらの地点、例えば竹田高校入口付近や同高校正門前のトンネル西口付近など、では、Aso-1火砕流の基底が露出しており、その下位にこの火砕流がある（第35図および77ページ第36図）。本火砕流は、豊後竹田駅東方の稲葉川左岸沿いの路傍（人家の裏など）で今市火砕流を覆う。

本火砕流は軽石を含む火山灰流であり、灰白-淡紅色を呈し、全く溶結していない。細粒のガラス火山灰中に数%以下の軽石と石質破片とを含む。軽石はまれに径5cm、一般には径1cm以下であり、白色、長孔状に発泡している。黒雲母および角閃石斑晶をわずかに含む。石質破片は一般に径1cm以下であり、主に安山岩からなる。

前述したように、この火砕流が露出しているときは、ほとんど常にその風化・侵食面をAso-1火砕流（あるいはそれに伴う降下火砕物）が覆っているため、鷹匠町火砕流の噴出はAso-1火砕流のやや前ということになる。本火砕流が黒雲母・角閃石の斑晶をもつことから、小野（1965）はこの火砕流を九重火山起源と考えたが、同火山起源の他の火砕流（後述）とよく似ているとはいえないので、ここでは、一応独立した給源不明の火砕流としておく。

角閃石黒雲母流紋岩軽石 72TD810

産地：竹田市竹田高校南側の崖



第35図 鷹匠町火砕流の風化面を覆うAso-1火砕流の溶結凝灰岩。中間の縞状の部分はAso-1に伴う降下軽石・火山灰。竹田市豊後竹田駅東方稲葉川北岸、大分バス寮の裏。

Welded tuff and air-fall pumice and ash of Aso-1 overlying on the weathered surface of Takajomachi Pyroclastic Flow.

斑晶：斜長石・黒雲母・褐緑色角閃石・磁鉄鈹
石基：無色ガラス

VI. 2 阿蘇火山噴出物

阿蘇火山噴出物は、この図幅地域では、南部の山地を除いた台地状の地域の大部分を占め、最も広い面積を覆っている。そのうち、西部の波野・荻台地と、他の地域でもとくに平坦な台地との表面を覆っているのは、阿蘇カルデラ内の中央火口丘群から噴出した火山灰・軽石の降下堆積物であるが、それ以外はすべて現在の阿蘇カルデラの形成より前に噴出した火砕流堆積物・降下火砕物・溶岩流である。

この火砕流は、阿蘇カルデラの周囲に広く分布して阿蘇火砕流と総称されるものであって、現在のカルデラ内にあった噴出口から噴出し、カルデラの形成に導いたものである。阿蘇火砕流は、それぞれがかなり長い時間間隔をおいた4回の大きい噴火サイクル¹⁰⁾に噴出したもので、それらを噴火サイクルごとに古い方から順に、Aso-1, Aso-2, Aso-3, Aso-4火砕流とよぶ¹¹⁾。火砕流を噴出したこれらの大きい噴火サイクルの間には、降下堆積物の存在のみから知られる、より小さい噴火サイクルが多数回ある。また、Aso-1とAso-2との間には溶岩流が流出しており、この図幅地域には、そのうち、玉来川溶岩が分布している。

区分の基準 Aso-1からAso-4までの火砕流群は、同一噴火サイクルに属することを基準とした区分である。1噴火サイクルの噴出物中には、鈹物・化学組成を異にするものがあり、また噴火形式（放出一降下、火砕流など）、噴出から堆積までの諸要因（分級・溶結など）による変化を生じ、1サイクル内で多様な岩相変化のあることが普通である。たとえば、同一サイクル内の非溶結軽石流と溶結凝灰岩よりは、他のサイクル間の軽石流同士、溶結凝灰岩同士の方がそれぞれみかけは似ている。また、各サイクルの噴出物の全要素がどの地域にも一様に分布しているわけではなく、地域ごとに構成要素が異なっていることがある。一方、降下火砕物は、分布状態（層厚・岩相の変化）が規則的であり、それらのうちの鍵層を確実に追跡することができる。従って、各火砕流は、それらの間の降下火砕物によって確実に対比することができる。こうして確立された火砕流の層序を、降下火砕物の発達不良な地域にも延長して、カルデラ全周にわたる層序を定める。小野（1965）は阿蘇火砕流をAso-I, -II, -IIIに区分したが、これは主に岩相の類似にもとづいたための対比の誤りであって、小野・曾屋（1968）、渡辺・小野（1969）はAso-1, -2, -3, -4に改めた。上記以外にも阿蘇火砕流群を区分した報文は多数あるが、それらの区分の基準は必ずしも明らかではない。

Aso-2, -3, -4の各火砕流は、それぞれいくつかのサブユニットに分けられる。これらのサブユニットは構成物・溶結度などのちがいによって区別され、1サブユニットは単一のフローユニット（らしい）のことも、ひきつづいて堆積した、岩相のよく似ているフローユニット群のこともある。したがって各サイクルの火砕流は、それぞれ複数のフローユニットからなり、またサブユニットごとに溶結度が不連続的に異なるので、1サイクルの火砕流全体はcompound cooling unit¹²⁾を形成する。

10) 中村ほか（1963）の“噴火輪廻”にあたる内容を、以下には“噴火サイクル”あるいは単に“サイクル”として、“Aso-2 サイクル”というように使う。

11) 68 ページの脚注7) にも述べたとおり、以下、誤解のおそれのないときは、火砕流の堆積物も“Aso-1 火砕流”あるいは単に“Aso-1”のようによぶ。

12) Smith, R. L. (1960) Ash flows. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 71, p. 795-842.

1 噴火サイクルの堆積物全体の分布は広大であるが、その中で各サブユニットの分布は限られている。逆に、阿蘇火砕流全体でサブユニットあるいはフローユニットの数は多数あるが、これまで知られている限り、火砕流はAso-1からAso-4までの4回のサイクルのどれかに属しており、それ以外の火砕流はカルデラの全周を通じてまだ発見されていない。

降下火砕物には、火砕流を流出させた4回の噴火サイクル中に噴出したものと、それらの中間の別のサイクルによるものとある。これらの降下火砕物は、保存地点の分布が偏在しているために、必ずしも信頼できる等層厚線を描くことはできないが、阿蘇カルデラの内側に噴出源があったと考えて差支えない。

阿蘇火山噴出物の層序を、他の第四紀火山岩とともに第9表に示す。

竹田地域の阿蘇火砕流 この図幅地域は、阿蘇火砕流の分布地のなかで、その層序を確立するために最も重要な地域である。阿蘇火砕流について世界でも先駆的な研究を行い、現在の研究の基礎を築いた松本唯一も、その総括 (MATUMOTO, 1943) 中でこの地域の地質を記載している。この地域が重要と考えられるのは次のような理由による。1) カルデラ東側のこの地域は、北・南・西側に比べて、Aso-1噴出以前の地形が低平であり、火砕流が堆積しやすく、且つ、保存がよかった。そして、1回の火砕流の流出ごとに基盤の起伏は埋められ、火砕岩台地は広く、厚く成長した (小野, 1965)。このため各噴火サイクルの火砕流とも比較的整然と分布し、累重している。2) この地域は噴出中心の東側に位置しているため、火砕流の中間の降下火砕物が厚く分布し、且つ、平坦な台地上ではそれらの保存がよいので、各火砕流を識別するための確実な鍵層となる。3) 下位から順次形成された火砕岩台地は現在深い峡谷に刻まれ、その断面をみることができる。4) 火砕流の谷埋め現象が典型的に発達している。

各火砕流が整然と累重しているといっても、それは他の地域と比較してのことであって、火砕流の累重関係は細部ではかなり複雑である。この地域は阿蘇火砕流の活動期間を通じて陸域であり、現在のような下刻は過去の噴火サイクルの間にも継続して行われていたらしい。Aso-4火砕流によって埋積された谷を複元すると、それらは現在のすべての大きい河川の流路とほとんど同じ位置にあったことがわかる。このように、1つの火砕流が形成した台地は、次の火砕流の流出までに、平坦な台地と深い箱状の峡谷とが交互する、現在とよく似た火砕岩台地特有の地形をつくった。従って、それを埋積した次の火砕流は、台地上に薄く整然と堆積した部分と、峡谷を埋積した著しく厚い部分とに分れる。後に述べるとおり、この两部分は分布高度が異なるのみでなく、溶結・結晶作用の程度が著しく異なるために固結後の岩相が異なり、それは、しばしば対比を誤らせて層序の混乱の一因ともなった。この図幅地域では谷埋め現象が典型的に発達しているので、この地域での観察は、全体の層序をたてるのがより困難な他の地域の理解に役立つ。

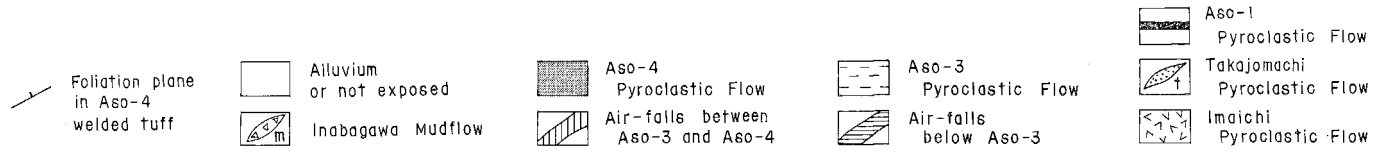
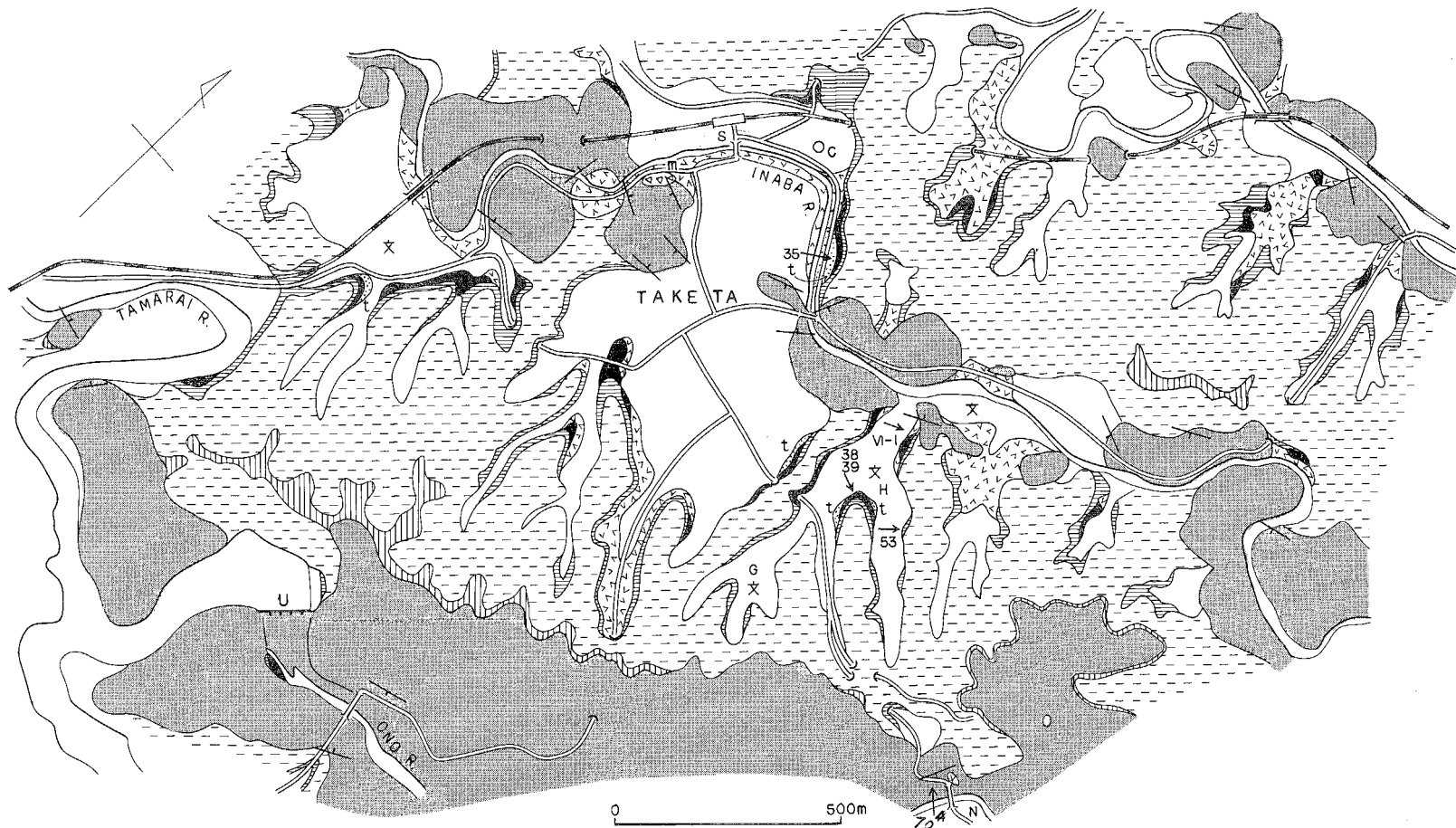
Aso-4火砕流の地形の項 (105ページ) で述べるように、火砕岩台地では火砕流が一旦谷を埋積しつくしても、次の谷は以前と同じ場所ででき易く、その結果同じ場所で谷埋めが繰返される。竹田市街地付近には、このようにして谷沿いに多くの火砕流のユニットが集中して露出し、それらの層序関係を明確に示している (第36図および第IV図版1)

この地域において行われた数本のボーリングによって、開析がおよんでいない台地部にも上述の層序がそのまま連続していることが明らかになった。第37, 38図にこれらのボーリング柱状図を示す。

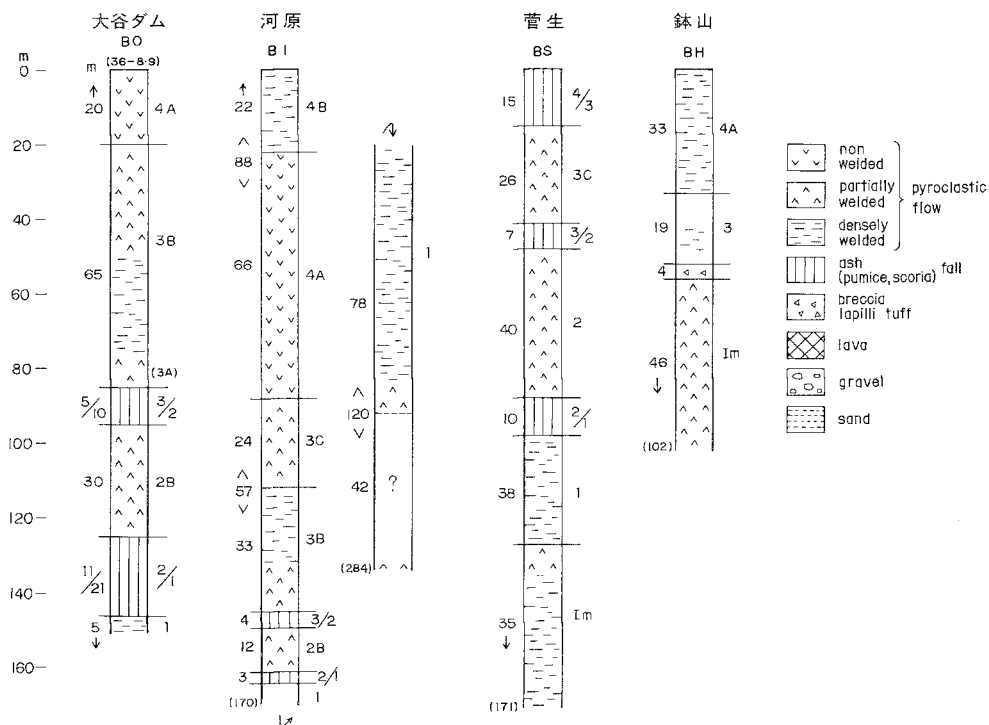
第9表 竹田図幅地域周辺の第四紀火山岩層序表

阿 蘇 火 山		九 重 火 山	
(カルデラおよびその西側)		(竹田図幅地域)	(久住図幅地域)
	中央火口丘降下火山灰		稲葉川泥流 (飯田火砕流 >32,000)
	Aso-4 { B 火砕流 N A 火砕流 N >43,000 BPY		?
(大峰火山 {高遊原溶岩 大峰火砕丘})	Aso-4/3 降下火砕物		下坂田火砕流 N
	Aso-3 { C 火砕流 B 火砕流 N A 火砕流 >41,800 W 降下軽石		(九重火山のドーム群) ?
Aso-3/2 降下火砕物		宮城火砕流	
	Aso-2 { T 降下スコリア B 火砕流 A 火砕流 N >39,800 T L 降下軽石 (R 火砕流, 二次流動岩) (V 降下軽石)		
	Aso-2/1 { 降下火砕物, 溶岩 玉来川N(象ガ鼻・的石)溶岩		
	Aso-1 { 火砕流 N 降下軽石		
(豊 肥) 火山岩類	(坂梨流紋岩 N 0.43m.y.) (宮地安山岩 N 0.84m.y.) (その他のカルデラ壁の) (先阿蘇火山岩類)	(上萩岳流紋岩) 鷹匠町火砕流 下萩岳溶岩 河原立火砕岩 今市火砕流 R	(花傘礼火山岩類) (庄内火山岩類)

()内は本図幅地域に分布しないもの、また N, R はそれぞれ正帯磁、逆帯磁を示す。



第36図 竹田市街付近の地質図。矢印は本文中の写真の撮影地、番号35、38、39、53はそれぞれ第35、40、41、55図に対応する。
 G：市役所、G：竹田女子高等学校、H：竹田高等学校、N：清瀬橋、O：岡城、S：国鉄豊後竹田駅、U：魚住ダム。
 Geologic map of Taketa city. Arrows show the site of photographs in the text, and numbers 35, 38, 39 and 53 indicate those of Figures 35, 40, 41 and 55 respectively.



第37図 竹田幅地域および付近のボーリング柱状図。各地点は地質図上に示されている。
 資料 BO：九州農政局計画部資源課（梶倉克幹）(1970)，B1：加藤 完・柳原親孝・伊藤吉助・中川忠夫・小林竹雄（以上地質調査所試雑録，未公表），BS：大分県(1970)，BH：竹田市（未公表）

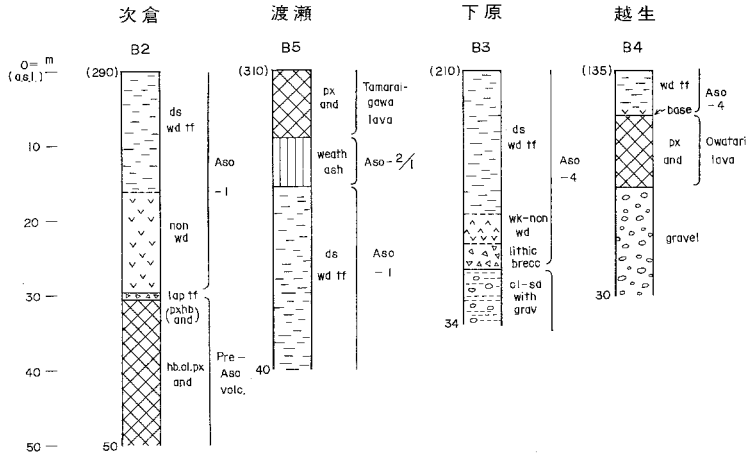
上記の資料および各地点における小野の観察による。

Columnar sections of drill holes in and around the Taketa district. Drill sites are shown in the geologic map.

カルデラの形成 阿蘇カルデラの現在の地形はAso-4火砕流の流出直後に形成されたものと考えられる。しかし、Aso-4が噴出する以前に、Aso-1からAso-3までの各噴火サイクルに伴ってカルデラが形成されていたか否かについては、現在直接の資料がない。Aso-1からAso-3までの各噴火サイクルの噴出物量はそれぞれ数 10km^3 に達するので、それぞれのサイクルごとにカルデラは形成されたものここでは考える。その場合、各サイクルの堆積物がカルデラの四周にはほぼ一様に分布することと、前述したように降下火砕物の噴出源も現在のカルデラ地域にもとめられることから、Aso-4以前にもカルデラがあったとすれば、それは現在のカルデラ地形のなかにあり、次にできたカルデラは以前のカルデラに重複し、おそらくそれを拡大して形成されたものなのであろう。

時代 阿蘇火砕流の測年値はまだ確定的なものが得られてない。これまでに行われた阿蘇火砕流およびそれと層位関係の明らかな他の岩類の、 ^{14}C 法およびK-Ar法測年の結果を第10表に示す。

Aso-1火砕流は坂梨流紋岩(0.43m. y.)を不整合に覆い、それよりかなり新しい。Aso-2, Aso-3両火砕流の測年値はともに有限値と無限(不定)値とが得られているが、Aso-4火砕流の値からみて、無限値の方が正しいのであろう。Aso-4火砕流には数多くの ^{14}C 測年値があり、そのうち1つ(GaK-2212)



第38図 竹田区幅地域のボーリング柱状図. 加藤 完・小林竹雄 (以上地質調査所試験課) および小野の未公表資料による.
Columnar sections of drill holes in the Taketa district. Drill sites are shown in the geologic map.

は>43,000B. P. Y. を示す. 値がばらつく理由は現在明らかではないが, ^{14}C 測年法の限界に近い試料に対しては, 微量であっても現在の炭素 (modern carbon) の混入の与える影響が大きいことと, 試料採取の際に微細な現生植物を完全に取除くことの困難さを考えると, 古い測年値の方が真の年代に近いものと考えられる. また, Aso-4火砕流を覆う飯田火砕流 (GaK-2267) は32,300B. P. Y. よりも古い. 以上から, Aso-4火砕流の噴出年代は4万年よりも古いのであろう.

各火砕流間には著しい侵食間隙がある. 現在のAso-4火砕流の侵食地形と各火砕流が堆積した地形が似ている (75ページ参照) ことから, 各時間間隔もAso-4火砕流噴出後現在までと同様だとすると, Aso-1火砕流の噴出は10-20万年前となる. その後Aso-2, -3およびそれらの間の各噴火サイクルの活動を経て, 多分, 4万年よりも前にAso-4火砕流が噴出し, それ以降現在まで阿蘇カルデラ内の中央火口丘群の活動が続いている.

岩石 阿蘇火砕流およびその間の溶岩流をつくる岩石は, 基性安山岩から流紋岩までの組成範囲にわたる. そのうち, Aso-1火砕流は輝石流紋岩, Aso-1とAso-2との間の溶岩流は基-中性の安山岩, Aso-2サイクルとAso-3サイクルとの噴出物は基-中性の輝石安山岩と輝石流紋岩, Aso-4火砕流は中性の輝石角閃石安山岩¹³⁾と輝石角閃石流紋岩とからなる. 各火砕流間の小噴火サイクルに放出された軽石はこれまで知られている限りは輝石流紋岩である. この他に, より風化の進んだ細粒部分には安山岩質のものがある可能性がある. 一般的にいて, 1噴火サイクル中では, 初期に噴出した岩石ほど酸性で, 後期のものが基性に変化する傾向がある.

これらの岩石には, 全体を通じて, 斑晶の少ない岩石が多い. 溶岩流の一部, Aso-3C, Aso-4Bの一部などには斑晶量が20容量%あるいはそれ以上のものがあるが, その他はすべて10%以下であり, Aso-2およびAso-3Bの岩石は無斑晶岩に近い (第11表).

13) 阿蘇カルデラ西側の地域から, Aso-4サイクル末期の噴出物として, 基性安山岩のスコリア流が最近発見された (渡辺, 1976).

火山岩の斑晶珪長質鉱物は斜長石のみであり、石英・カリ長石はない。斑晶鉄苦土珪酸塩鉱物としては輝石・角閃石と少量のかんらん石とがある。角閃石は普通角閃石であり、Aso-4サイクルの岩石のみに含まれ、Aso-1以後Aso-4サイクル直下の降下堆積物までのすべてを通じ角閃石は含まれず、輝石のみである。輝石斑晶は、角閃石を含まない岩石では紫蘇輝石・普通輝石の双方を含み、角閃石を含む岩石では紫蘇輝石のみか、それに少量の普通輝石を伴う。かんらん石は、多斑晶の基性安山岩には顕著に、その他の基-中性岩にはときとして、含まれる。

これまでになされた岩石の化学分析のうち、図幅地域外のものも含めて、代表的な21個の分析値を第12表に示す。同表に示した岩石の命名は久野(1976)¹⁴⁾の分類にほぼ従っているが、同分類表によると

第10表 阿蘇火砕流に関係した¹⁴C法およびK-Ar法測年値
Absolute-age data by ¹⁴C and K-Ar method related with Aso Pyroclastic Flows

	測年値	測定番号	備考	文献
	¹⁴ C B.P.Y.	GaK-		
Aso-4 火砕流を覆う岩体				
A	21,000—22,000	多数	始良 Tn 火山灰 } (始良カ) 入戸・妻屋火砕流 } (ルデラ)	町田・新井(1976)
B	30,600±3,000	283	おみさき 大三東ローム(島原半島)	Kigoshi et al (1964)
C	>32,300	2267	はんだ 飯田火砕流(九重火山)	松本ほか(1970)
Aso-4 火砕流				
D	26,400±1,100	478		一色ほか(1965)
E	29,100± 400	1588		新
F	>31,000	273		Kigoshi et al (1964)
G	32,600 ^{+3,200} -2,300	282	八女粘土層(=Aso-4)	Kigoshi et al (1964)
H	33,100 ^{+3,100} -1,900	554		一色ほか
I	35,100± 900	1597		新
J	39,400 ^{+1,700} -1,400	4989		新
K	>43,000	2212		新
Aso-3 火砕流				
L	23,000± 750	480		一色ほか
M	>31,500	2210		新
N	>41,800	2211		新
Aso-2 火砕流				
O	20,100± 600	479		一色ほか
P	35,600 ^{+5,600} -2,200	553		新
Q	>39,800	1587		新
(Aso-1 火砕流)				
	K-Ar m.y.			
Aso-1 火砕流に覆われる岩体				
R	0.43±0.02		坂梨流紋岩	兼岡・小嶋(1970)
S	0.84±0.03		宮地安山岩	兼岡・小嶋(1970)

14) 久野久(1976) 火山及び火山岩, 第2版, 283p., 岩波書店, 東京., の表21 (p. 228) による。

第10表 (つづき)

	番 号	試 料	(5万分の1地形図名) 産地
D	64TD165B	炭化樹幹	(竹田) 大分県竹田市千引の小採石場
E	67TD368-1	炭化樹幹	(竹田) 大分県竹田市平田西方の小採石場
H	64TD180B	炭化樹幹	(竹田) 大分県竹田市鏡の小採石場
I	67TD472-1	炭化樹幹	(竹田) 熊本県阿蘇郡高森町多多野, 大谷ダム左岸堤体直上
J	72MF80*	炭化樹幹	(御船) 熊本県上益城郡益城町深迫ダム
K	68YH30	炭化樹幹	(八方ガ岳) 熊本県菊池市中山, 神社東側
L	64AS90	炭化樹幹	(阿蘇山) 熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂, 国道57号
M	67AS330-1	炭化樹幹	(阿蘇山) 熊本県阿蘇郡高森町大村の東, カルデラ縁への道
N	68AS90	炭化樹幹	(阿蘇山) Lと同じ
O	64AS72-1	炭化樹幹	(阿蘇山) 熊本県阿蘇郡一の宮町城山, やまなみハイウェー
P	64AS86P	腐 植	(阿蘇山) 熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂, 国道57号
Q	67AS72C	炭化樹幹	(阿蘇山) Oと同じ
R	64AS70	全 岩	(阿蘇山) 熊本県阿蘇郡一の宮町浄土寺の東, カルデラ縁への道
S	61AS19	全 岩	(阿蘇山) 熊本県阿蘇郡一の宮町妻子が鼻の西下, 国道265号

* 渡辺一徳 採取

第11表 阿蘇火山先カルデラ噴出物の鉱物組成 試料の記載は第12表をみよ

Modal composition of pre-caldera rocks of Aso Volcano.

(Numbers are the same as those in the Table 12.)

	A3	B1	B2	CR	C5	D1	D5	D6*	E3	E4	F3	F5**	
斑 晶													Phenocryst
斜 長 石	5.5	28.3	4.4	0.8	2.8	5.7	0.2	16.3	7.7	4.4	8.4	14.1	Plagioclase
かんらん石	—	2.8	—	—	—	—	—	0.1	—	—	—	0.1	Olivine
普通輝石	1.0	4.7	0.4	—	0.4	0.4	—	1.3	—	—	0.1	0.8	Augite
紫蘇輝石	0.5	0.4	0.4	—	0.2	0.2	—	0.4	0.6	0.5	0.5	1.1	Hypersthene
角閃石	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.2	0.8	3.6	Hornblende
鉄 鉱	0.5	0.9	0.3	0.1	0.4	0.5	—	0.9	0.3	0.7	0.4	1.4	Iron ore
磷 灰 石	0.1	—	—	—	—	0.1	—	—	—	—	—	0.1	Apatite
(斑晶合計)	(7.6)	(37.1)	(5.5)	(0.9)	(3.8)	(6.9)	(0.2)	(19.0)	(8.6)	(6.8)	(10.2)	(21.2)	(Tot. phenocr.)
石 基	92.4	62.9	94.5	99.1	96.2	92.0	99.7	81.0	91.4	93.2	89.8	78.8	Groundmass
岩 片	—	—	—	—	—	1.1	0.1	—	—	—	—	—	Lithic fragment

* D6 を含む4個の同種岩石の分析値の平均

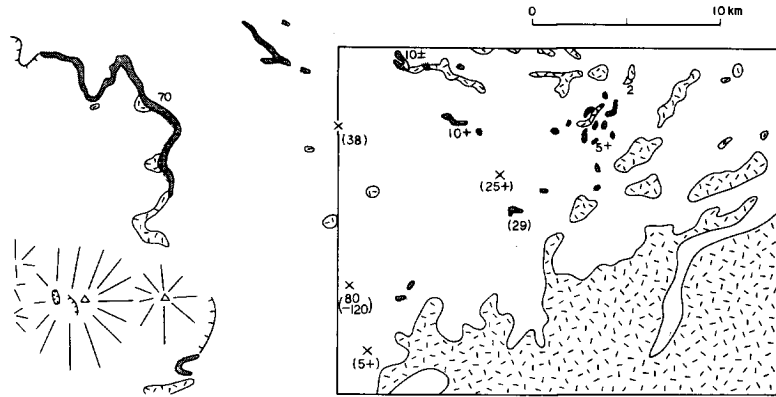
** Lipman (1967) Table 5 からの計算値

C8・D6は粗面安山岩となり, またB2・CR・Cl・C7・D5・F5の各岩は, 色指数10-20の中性岩であるが, ノルムQが10以上で,かつ, Or>Anであるため同分類では未定義の領域に入り, 命名できない。以上の事実は, これらの岩石が日本産の通常のカルクアルカリ火山岩に比べて著しくアルカリ, とくにK₂O, に富んでいることに由来する。本書では岩石群の組成変化の連続性を考えて, C8・D6をも含め, 中性岩全体を安山岩とよぶことにする。また, 第12表の岩石のうち, Aso-1からAso-3まで(同表のA-D)の岩石はAso-4(E・F)の岩石に比べてK₂O/Na₂Oが高く, 2つの異なる成分変化を示す。第13表にAso-1からAso-3までとAso-4とに分けて平均化学組成変化を示す。

第13表 阿蘇火山先カルデラ噴出物の平均化学組成変化
Average chemical variation of pre-caldera rocks of Aso Volcano.

	Aso-1, 2, 3					Aso-4	
	1	2	3	4	5	6	7
D.I. (range)	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90	70—80	80—90
No. of Analyses	1	3	6	7	5	1	10
SiO ₂	54.80	57.05	60.51	65.19	67.65	63.87	68.32
TiO ₂	0.87	1.01	1.15	0.88	0.76	0.80	0.57
Al ₂ O ₃	17.55	18.85	16.35	16.23	15.85	17.07	16.09
Fe ₂ O ₃	3.12	3.38	3.00	1.73	1.58	1.63	1.17
FeO	5.45	4.22	4.26	3.02	1.94	2.61	1.57
MnO	0.15	0.12	0.15	0.11	0.11	0.12	0.11
MgO	4.45	2.44	1.96	1.09	0.75	1.75	0.92
CaO	8.58	6.60	4.54	2.89	2.25	3.51	2.11
Na ₂ O	3.02	3.39	3.84	4.04	4.09	4.67	4.72
K ₂ O	1.79	2.66	3.78	4.57	4.88	3.58	4.20
P ₂ O ₅	0.22	0.28	0.46	0.25	0.14	0.39	0.22
D. I.	41.9	53.5	66.2	77.0	82.5	73.6	83.7
C. I.	29.1	18.1	17.6	10.4	7.1	11.5	6.8

D.I.: Differentiation Index, C.I.: Color Index.



第39図 Aso-1 火砕流の分布 (アミの部分) と厚さ (m). 括弧内の数字はボーリングによる。打線部は下位の岩層の分布を示す。

Distribution (shaded area) and thickness in meters of Aso-1 Pyroclastic Flow. Dashed area represents exposure of underlying beds.

VI. 2. 1 Aso-1 火砕流 (A₁)

名称・分布 Aso-1火砕流は阿蘇火山の最初期の噴出物である。カルデラの東および北縁に連続して分布し、下位層を不整合に覆っている。小野 (1965) のAso-Iにあたる。本図幅の地域では、西半部の大谷(大野)川・玉来川^{たまらい}・稲葉川などの河谷の底にのみ露出し、東方には竹田市街を経て、その2km北東がこれまで知られている分布の東限である。

第12表 阿蘇火山先カルデラ噴出物の化学組成 試料表に出典をあげたもの (CR, F5) 以外はすべて新発表
Chemical composition of pre-caldera rocks of Aso Volcano

主成分組成, 水を除いた再計算値		Major oxides, recalculated without H ₂ O.																				
		A3	A5	B1	B2	CR	C1	C4	C5	C7	C8	C9	D1	D3	D5	D6	E1	E3	E4	E5	F3	F5
SiO ₂		66.11	67.83	54.80	61.58	60.97	61.43	65.85	65.82	59.81	57.84	57.32	68.50	68.32	63.27	56.00	70.00	69.26	68.82	68.46	67.34	63.87
TiO ₂		0.90	0.65	0.87	1.00	1.09	1.16	0.81	1.03	1.19	1.18	0.90	0.66	0.65	1.01	0.96	0.48	0.53	0.50	0.54	0.60	0.80
Al ₂ O ₃		15.95	16.12	17.55	16.40	16.52	16.59	16.65	15.69	15.91	16.92	19.86	15.58	16.02	16.15	19.78	15.56	14.94	16.86	16.40	16.20	17.07
Fe ₂ O ₃		1.87	3.69	3.12	2.97	3.15	2.82	1.86	1.97	3.43	3.38	3.76	1.00	2.15	1.89	2.99	0.31	0.34	1.23	1.74	1.29	1.63
FeO		2.60	0.72	5.45	3.83	3.79	4.43	2.97	2.69	4.44	5.06	3.49	2.08	1.06	3.52	4.12	1.58	2.02	1.43	1.44	1.73	2.61
MnO		0.10	0.11	0.15	0.14	0.15	0.16	0.14	0.12	0.14	0.14	0.10	0.11	0.11	0.11	0.13	0.14	0.07	0.13	0.13	0.10	0.12
MgO		0.93	0.71	4.45	1.61	1.72	1.69	0.80	0.74	2.29	2.65	2.22	0.71	0.78	1.78	2.44	0.92	0.98	0.68	0.78	1.09	1.75
CaO		2.76	2.18	8.58	4.32	4.20	4.03	2.48	2.52	5.18	5.66	6.72	2.13	2.11	3.72	7.41	1.24	1.84	1.98	2.26	2.31	3.51
Na ₂ O		3.74	3.11	3.02	3.84	4.05	3.66	3.66	3.79	3.79	3.85	2.83	4.46	3.88	4.51	3.48	4.79	4.95	4.21	4.28	4.87	4.67
K ₂ O		4.84	4.75	1.79	3.97	3.91	3.55	4.62	5.45	3.31	3.04	2.53	4.67	4.78	3.82	2.40	4.73	4.60	4.05	3.88	4.12	3.58
P ₂ O ₅		0.20	0.13	0.22	0.34	0.45	0.48	0.16	0.18	0.51	0.28	0.27	0.10	0.14	0.26	0.29	0.25	0.45	0.11	0.09	0.35	0.39
Total		100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
ノルム	Norm																					
Q		18.22	26.20	5.74	12.64	11.41	14.85	19.53	16.44	11.62	7.70	13.32	18.65	22.17	11.93	6.95	19.75	17.77	23.42	22.71	17.06	12.91
C		0.02	2.21				0.55	1.50					0.89	0.96			0.90		2.21	1.27	0.37	0.06
or		28.60	28.07	10.58	23.46	23.11	20.98	27.30	32.21	19.56	17.96	14.95	27.60	28.25	22.57	14.18	27.95	27.18	23.93	22.93	24.35	21.16
ab		31.65	26.32	25.55	32.49	34.27	30.97	30.97	32.07	32.07	32.58	23.95	37.74	32.83	38.16	29.45	40.53	41.89	35.62	36.22	41.21	39.52
an		12.39	9.97	29.04	15.79	15.35	16.86	11.26	9.70	16.62	19.91	31.57	8.70	9.55	12.54	31.26	4.52	4.96	9.10	10.62	9.17	14.87
Di				9.82	2.81	2.07			1.34	4.69	5.19		1.01		3.46	2.93		1.02				
(wo)				(5.05)	(1.43)	(1.06)			(0.68)	(2.40)	(2.65)		(0.51)		(1.76)	(1.50)		(0.51)				
(en)				(3.05)	(0.77)	(0.61)			(0.33)	(1.40)	(1.47)		(0.23)		(0.95)	(0.88)		(0.24)				
(fs)				(1.72)	(0.61)	(0.40)			(0.33)	(0.89)	(1.07)		(0.27)		(0.75)	(0.55)		(0.27)				
Hy		4.25	1.77	12.59	5.82	6.10	8.40	4.83	3.01	7.04	8.87	7.53	3.37	1.94	6.08	8.40	4.40	4.62	2.72	2.50	4.02	6.71
(en)		(2.32)	(1.77)	(8.04)	(3.24)	(3.67)	(4.21)	(1.99)	(1.51)	(4.31)	(5.13)	(5.33)	(1.54)	(1.94)	(3.39)	(5.19)	(2.29)	(2.20)	(1.69)	(1.94)	(2.71)	(4.36)
(fs)		(1.93)		(4.55)	(2.58)	(2.43)	(4.19)	(2.84)	(1.50)	(2.73)	(3.74)	(2.00)	(1.83)		(2.69)	(3.21)	(2.11)	(2.42)	(1.03)	(0.56)	(1.31)	(2.35)
mt		2.71	0.80	4.52	4.31	4.57	4.09	2.70	2.86	4.97	4.90	5.45	1.45	1.89	2.74	4.34	0.45	0.49	1.78	2.52	1.87	2.36
hm			3.14											0.85								
il		1.71	1.23	1.65	1.90	2.07	2.20	1.54	1.96	2.26	2.24	1.71	1.25	1.23	1.92	1.82	0.91	1.01	0.95	1.03	1.14	1.52
ap		0.46	0.30	0.15	0.79	1.04	1.11	0.37	0.42	1.18	0.65	0.63	0.23	0.32	0.60	0.67	0.58	1.04	0.25	0.21	0.81	0.90
Salic tot.		90.87	92.76	70.91	84.38	84.14	84.20	90.56	90.42	79.87	78.15	84.68	92.68	93.76	85.21	81.84	93.66	91.80	94.29	93.75	92.16	88.51
Femic tot. (= Col. Ind)		9.13	7.24	29.09	15.62	15.86	15.80	9.44	9.59	20.13	21.85	15.32	7.32	6.24	14.79	18.16	6.34	8.18	5.71	6.26	7.84	11.49
D.I. (= Q+or+ab)		78.47	80.58	41.87	68.59	68.79	66.80	77.80	80.71	63.25	58.24	52.21	83.98	83.25	72.67	50.57	88.23	86.84	82.98	81.86	82.68	73.58
MgO		6.74	5.63	25.40	10.11	10.55	10.65	5.83	5.12	13.54	15.02	15.36	5.54	6.27	11.38	16.13	7.48	7.62	5.93	6.53	8.40	12.43
Tot. FeO		31.05	32.04	47.14	40.84	40.63	43.91	33.84	30.90	44.49	45.92	47.56	23.24	24.08	34.14	45.01	15.11	18.09	22.10	25.16	22.29	28.96
Na ₂ O+K ₂ O		62.21	62.33	27.46	49.05	48.82	45.44	60.33	63.98	41.97	39.06	37.08	71.22	69.64	54.48	38.86	77.41	74.28	71.97	68.31	69.31	58.61
原分析値の H ₂ O と合計	H ₂ O and total of the original analyses.																					
H ₂ O+		0.29	4.77	0.47	1.08	0.45	3.48	5.48	0.73	0.32	0.54	2.22	1.03	3.42	0.62	1.04	3.63	1.70	3.92	3.29	0.71	0.75
H ₂ O-		0.01	0.65	0.18	0.30	0.35	0.77	0.57	0.01	0.60	0.34	0.29	0.13	0.37	0.58	0.04	0.51	0.34	0.41	0.30	0.57	0.65
Total		99.93	100.12	100.04	100.31	100.11	100.00	100.30	100.09	100.27	99.77	100.03	100.30	100.03	100.02	100.05	99.86	99.63	100.08	100.08	99.58	99.94
Analyst		E.O.	E.O.	E.O.	E.O.	E.O.	E.O.	E.O.	E.O.	T.O.	H.K.	E.O.	E.O.	E.O.	H.K.	E.O.	H.K.	H.K.	E.O.	E.O.	H.K.	H.K.

E. O. : 大森江い, E. OHMORI. H. K. : 倉沢 一, H. KURASAWA. T. O. : 大森貞子, T. OHMORI.

分析試料

Aso-1 火砕流

A3 Pyroxene rhyolite, essential block in welded tuff of Aso-1, 64AS86I1. 熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂, 国道57号傍, 標高620m (阿蘇山).*

A5 Vitric ash of pyroxene rhyolite, non-welded base of Aso-1 Pyroclastic Flow, 68TD566A1. 大分県竹田市竹田高校グラウンド入口 (竹田).

Aso-1 と Aso-2 との間の溶岩

B1 Hypersthene-bearing olivine-augite andesite, Matoishi Lava, 68WF121A1. 熊本県阿蘇郡阿蘇町の石北西のカルデラ壁, 標高820m (菊池).

B2 Pyroxene-bearing andesite, Tamaragawa Lava, 67TD469. 大分県竹田市長迫北西, 大谷川白水ダムサイト右岸側 (竹田).

Aso-2 サイクルの噴出物

CR Pyroxene-bearing andesite, Aso-2R Pyroclastic Flow (secondary flowed), 67WF80G. 熊本県菊池郡大津町畑, 岩戸神社社殿裏 (菊池) [小野・渡辺, 1974].

C1 Pyroxene-bearing andesite, scoria of Aso-2V Scoria Fall, 68AS67A. 熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂旧道, 標高640m (阿蘇山).

C4 Pyroxene rhyolite, pumice of Aso-2TL Pumice Fall, 68TD588TL. 大分県竹田市竹田女子高校校庭傍 (竹田).

C5 Pyroxene-bearing rhyolite, essential lens in welded tuff of Aso-2A, 64AS86II. 熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂, 国道57号傍, 標高640m (阿蘇山).

C7 Aphyric andesite, bomb-form essential block in Aso-2B Pyroclastic Flow, 64AS89A. 熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂, 国道57号傍, 標高730m (阿蘇山).

C8 Aphyric andesite, bomb-form essential block in Aso-2B Pyroclastic Flow, 61AS25. 産地は C7 と同じ.

C9 Andesite, scoria of Aso-2T Scoria Fall, 64AS89F. 産地は C7 と同じ.

Aso-3 サイクルの噴出物

D1 Pyroxene-bearing rhyolite, essential lens in welded tuff of Aso-3A, 64TM2. 熊本県阿蘇郡高森町柳谷, 国道傍 (高森).

D3 Pyroxene rhyolite, pumice in Aso-3A Pyroclastic Flow, 67TD425A. 大分県竹田市百木南西600m (竹田).

D5 Aphyric andesite, essential block in Aso-3B Pyroclastic Flow, 61TD12B. 大分県竹田市茶屋辻南方, 魚住ダム上流側左岸 (竹田).

D6 Pyroxene andesite, bomb-form essential block in Aso-3C Pyroclastic Flow, 61AS22B. 熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂, 国道の南200m, 標高780m (阿蘇山).

Aso-4 火砕流

E1 Vitric ash of hypersthene rhyolite, non-welded base of Aso-4A Pyroclastic Flow, 61IK126A2. 大分県大野郡大野町戸上の東500m (大野).

E3 Hypersthene rhyolite, essential lens in welded tuff of Aso-4A, 61ME67D. 大分県大野郡大野町矢田の東1km, 平井川右岸 (三重町).

E4 Hypersthene-hornblende rhyolite, white-colored pumice in Aso-4A Pyroclastic Flow, 68ME501A3. 大分県大野郡清川村砂田の北西300m (三重町).

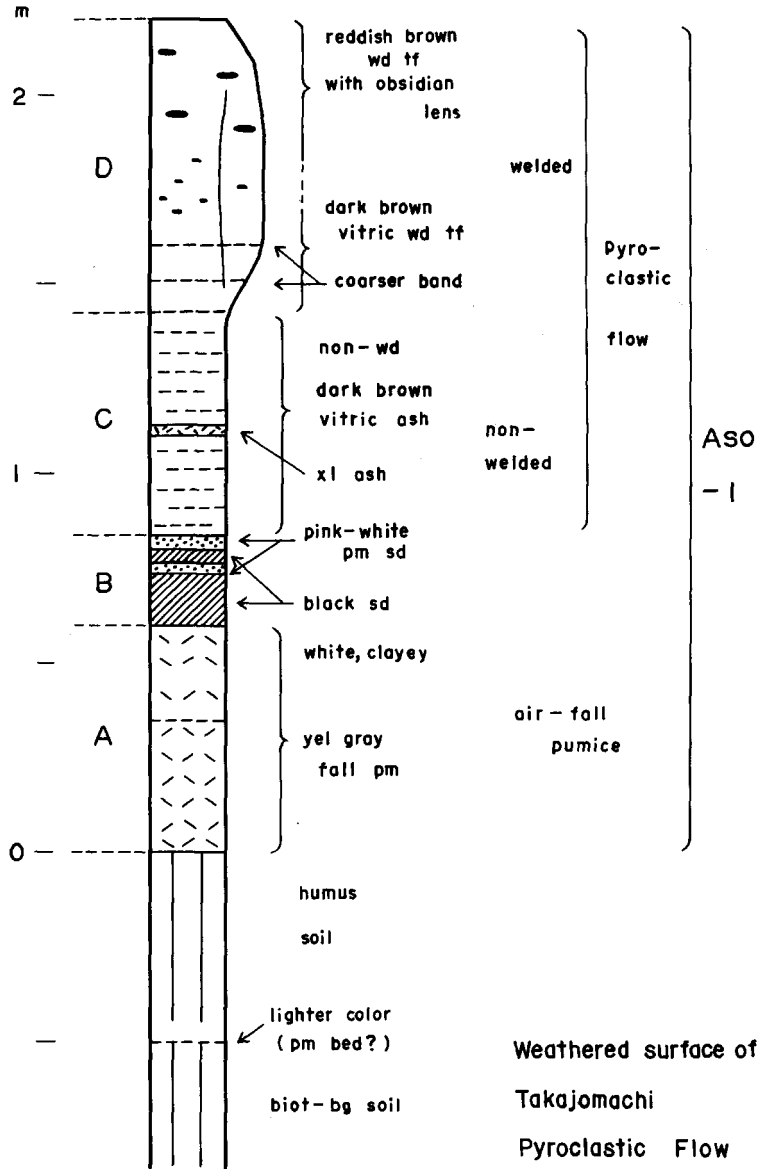
E5 Hypersthene-hornblende rhyolite, dark brown-colored pumice in Aso-4A Pyroclastic Flow, 68ME501B5. 産地は E4 と同じ.

F3 Augite-bearing hypersthene-hornblende rhyolite, essential lens in welded tuff of Aso-4B, 61TD16B1. 大分県竹田市戸上, 国道57号傍 (竹田).

F5 Olivine-bearing pyroxene-hornblende andesite, essential lens in welded tuff of Aso-4B, 61AS23A3. 熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂, 国道57号傍, 標高780m (阿蘇山) [Lipman, 1967].

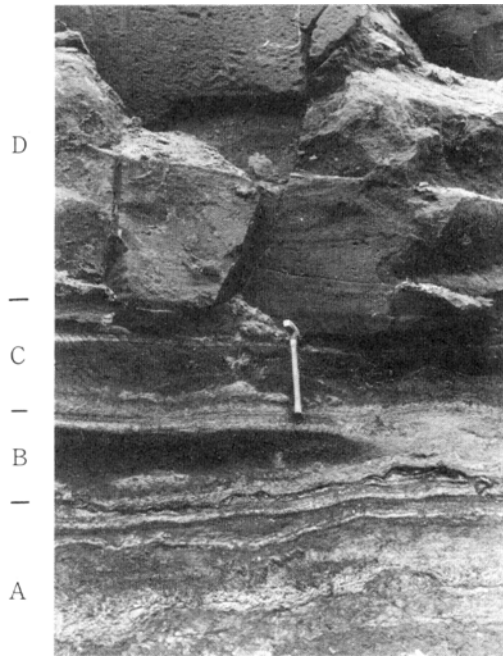
* () 内は 1/5 万地形図名.

63TD63E



第40図 Aso-1の薄い断面. 竹田市竹田高校グラウンド入口.
Columnar section of thin Aso-1 at Taketa city.

層位 図幅地域北西隅の稲葉川沿いと、竹田市街地とは今市火砕流を、同じ竹田市街地の一部では鷹匠町火砕流を（73ページ第35図）、図幅地域中央部、次倉の試錐（79ページ第38図のB2）では河原立火砕岩を、また分布東縁、竹田北東の笹無田では平石礫層を、それぞれ覆っている。



第41図 第40図に同じ
Same as the Fig. 40.

層厚 カルデラ東縁から本図幅地域にかけての、分布概念図と層厚とを第39図に示す。この地域内では、Aso-1火砕流は、翼部を除いては基底が露出していないので、示された層厚は、カルデラ縁以外はすべて試錐の資料による。また、この火砕流はかなり削剝を受けており、当初の表層部はほとんど保存されていないので、現在測定される厚さは当初の厚さよりも薄い。第39図にみられるとおり、本火砕流は西方の火砕岩台地ではかなり厚く、70mあるいはそれ以上あり、東の竹田市街近くで急に薄くなり尖滅している。これは、この火砕流が基盤のかなり起伏の大きい地形を低所から埋積したためと思われる。

岩相 Aso-1は基底部に薄い降下軽石層があり、その上に火砕流がのる。火砕流堆積物の大部分は強く溶結している。Aso-1の基底が露出しており、従ってそこにある降下軽石層が観察できるのは、本図幅地域では竹田市街地のみである。そこでは、露出している基底面はほとんどつねに傾斜しており、その上にある火砕流は薄く(1-2m)、かつ、基底が高くなる方に向かってさらに薄くなる(第IV図版1)。竹田市街の近傍でも、魚住の滝付近のように河床に露出するものは層厚が5m以上あって基底がなお露出してなく、岩相も薄い断面の部分とはやや異なる。このような部分は火砕流が基盤の谷を埋めてやや厚く堆積した軸部であり、基底が露出して、堆積物が側上方に薄失する部分は火砕流の翼部にあたる。

竹田市街地のAso-1の薄い断面の1例を以下に示す(第40・41図)。下位層(ここでは鷹匠町火砕流)の風化面上に厚さ60cmの白-黄灰白色の降下軽石層(A)があり、その上に数-10cmの厚さの白-桃白色の軽石砂まじりの灰と黒色の砂状の灰とが2回繰返す特徴的な互層(B)があって、その上に火砕流の本

体がのる。それは暗褐色の、かなりの分級のよい細粒ガラス火山灰であり、下部数10cmはサラサラした非溶結の灰(C)であり、その上から同質のまま急激に溶結する(D)。溶結凝灰岩は厚さ1m程度であり、下部は褐色で、上部は赤褐—橙赤色を呈する。ガラス質であり、緻密か、あるいはやや空隙を残したまま強く溶結している。上部に黒色—暗褐色のガラス質本質レンズを少量ふくむが、石質破片はきわめてまれである。

細粒ガラス火山灰中には非溶結部(C)および溶結部(D)を通じて、やや粗い結晶片・石質破片を多く含む砂状の薄層が3—4層はさまれ、成層してみえるため、基底の降下軽石層(A)から溶結凝灰岩(D)まで、一見成層した降下火砕物が連続しているかにみえる。しかし、(C)・(D)の部分で、砂質の薄層で区切られる単層の厚さは露頭ごとに一定せず、これらの単層は火砕流のごく薄いフローユニットであると思われる。露頭の保存が悪く観察に限られているために確実なことはわからないが、互層状の火山灰(B)も火砕流の一部かも知れない。

溶結凝灰岩表面の赤褐—橙赤色の着色はAso-1の表層に特徴的であって、Aso-1火砕流がローム状の風化火山灰中に薄失するときにも、この橙赤色の色調の部分のみが連続してAso-1の層準を認めることができる。この特徴は竹田図幅地域のみでなく、各地のAso-1の表層を通じて認められる。

図幅地域西部や竹田市魚住の滝など、火砕流の厚さが数m以上の断面では、全体が強く溶結し、暗灰・褐灰色などの基地に、本質レンズおよび石質破片を含む。本質レンズは少量、小型のことが多いが、ときに長さ5cm以上のもも含まれる。厚い断面の溶結凝灰岩は脱ガラス化していることが多く、そのようなときは岩石はとくに硬い。

輝石流紋岩溶結凝灰岩 63TD61A

産地：竹田市竹田高校旧グラウンド（第IV図版1参照）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉍

斜長石は容量比1%以下で、輝石はそれよりもはるかに少い。斑晶はほとんどすべて自形結晶であり、あまり破碎されていない。

基質：薄板状のガラス破片が大部分を占め、それらによる扁平化したピトロクラスティック組織を示す。ガラスは淡褐色透明である。まれに、扁平化した軽石片を含む。径0.5mm以下の安山岩の石質破片を数%含み、それらは先阿蘇火山岩類のものらしい。

輝石流紋岩溶結凝灰岩 64TD116

産地：竹田市魚住橋南0.1km県道東側

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉍

基質：組織は上記63TD61Aに似ているが、より粗粒の破片や本質レンズを含む。強く扁平化したピトロクラスティック組織であるが、脱ガラス化のためガラス破片は暗褐色を呈し、微弱な複屈折を生じ、その外形はやや不明瞭になっている。結晶・石質破片の周囲や基質中に、円いポケット状をなして珪酸鉍物が晶出している。

VI. 2. 2 Aso-1とAso-2との間の降下火砕物

Aso-1サイクルの終了後、Aso-2サイクルまでの間に、火山灰・軽石を噴出して、本地域に降下、堆積させる活動があった。この堆積物は、地域北西部の米賀・宮城付^{みやぎ}近などに小面積の分布が少数あるの

みなので、地質図にはAso-2とAso-3との間の降下火砕物と一括して塗色してある。またAso-3火砕流がAso-1火砕流・今市火砕流などの、Aso-2よりも下位の層準の地層を覆う場合は、それらとAso-3との間の降下火砕物の下部はAso-2サイクルよりも以前の活動の産物であるが、その場合もAso-2とAso-3との間の降下火砕物にふくめて区別せずに図示してある。

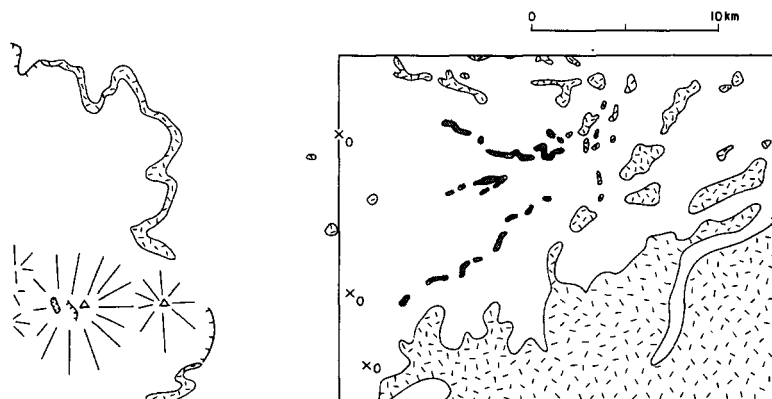
本堆積物は大部分が著しく風化し、黄褐色、土壌化した火山灰であり、白色、粘土化した軽石層をはさむこともある。

地域北西部、宮城の南方では厚さ4mあり、最下部に1層の粘土化した軽石層があり、それから上、Aso-2B火砕流に覆われるまでに3層の風化土層がある。竹田市街地の竹田高校グラウンド（98ページ第55図）では厚さ4m以上あり、途中で腐植土層をはさむ。

VI. 2. 3 玉来川溶岩 (At)

分布 この溶岩は斑晶の少い輝石安山岩溶岩であり、Aso-1とAso-2との中間の層準にある。玉来川中流の向山田から玉来市街の北までと、その北の稲葉川、その南の滝水川沿い、大谷川ひなためだにの陽目谷から岩本付近までの、いずれも河床近くのみ^{ひなためだに}に露出する（第42図）。

この溶岩はカルデラ縁には露出していない。しかし、その分布が広い範囲にわたってAso-1とAso-2とに調和的であることと、この溶岩の岩相がカルデラ北縁の象ガ鼻に露出するAso-1とAso-2との中間の溶岩や、Aso-2の初期の噴出物であるAso-2R（小野・渡辺，1974）とよく似ていることからみて、この溶岩が阿蘇火山に関係した溶岩であることは確実である。現在のカルデラ東縁にこの溶岩の露頭がみられないので、噴出口は、1)現在のカルデラ縁よりも外側（東側）にあったのか、あるいは、2)この溶岩の流路がカルデラ東縁の、現在中央火口丘の根子岳によって覆われている部分にあるのか、のいずれとも断定できない。分布図（第42図）に示されるように、2)のように考えることも全く不自然とはいえない。



第42図 玉来川溶岩の分布(アミの部分). x₀はこの溶岩の存在しないことが確められた試錐地点。打線部は、下位層の地表分布を示す。

Distribution (shaded area) of Tamarigawa Lava Flow. (Cross with 0 marks the drill site where this lava flow was not distributed. Dashed area represents exposure of underlying beds.

層位 露出が河床近くのみに限られているので、基底部および下位層が露出しているのは、大谷川沿いの陽目谷と河原立西方の2地点のみであり、その両地点ともAso-1火砕流の溶結凝灰岩を覆っている。また竹田市渡瀬における試錐では、河床に露出するこの溶岩から掘進を始め、深さ9mでこれを貫き、厚さ6.5mの風化火山灰層をはさんで、その下位はAso-1の溶結凝灰岩であった。

前節のAso-1とAso-2との間の降下火砕物のどの層準にあたるのかは明確ではないが、玉来川の左岸、漆迫の対岸付近では、この溶岩と上位のAso-2Bスコリア流との間には厚さ約70cmの風化火山灰をはさむのみであったので、上述の下位の火山灰の厚さとあわせて考えると、この溶岩はAso-1とAso-2の間の上部にはさまれることになる。

層厚 厚さは数-15m程度である。安山岩溶岩としては比較的厚さが薄く、緩い傾斜でありながら知られている限りで10km以上延長しており、かなり低粘性の溶岩流であったと思われる。

岩相 この溶岩は基底に角礫化部、表層に多孔質のスコリア状部をもち、黒-灰色で、堅硬である。少量の斜長石斑晶と、まれに長さ5mm程度の輝石斑晶とを含む。一般に厚さが薄いため、黒色、細粒で気泡を含む岩相が多く、灰色、緻密で結晶度の高い岩相は、河原立西方などで見られるのみである。溶岩表面のスコリア状部は岩瀬から向山田にいたる玉来川北岸沿いの道路傍でよく観察される。

輝石安山岩 67TD469

産地：竹田市納野、大野川^{ほくせい}白水ダムサイト右岸下流側

化学組成：SiO₂：61.58%（82ページ第12表B2）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹（計約5%）

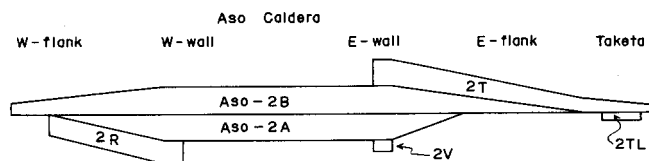
斜長石は長柱状、清澄で、弱い累帯構造がある。他に、融食されて不規則な外形をもち、ガラスを含有する、汚れた感じの斜長石を少量ふくむ。

石基：斜長石・単斜輝石・アルカリ長石・クリストパライト・鱗珪石・磁鉄鈹・チタン鉄鈹
細粒のピロタクシティック組織で、斜長石・輝石の柱状結晶は強く流状配列する。通常の部分よりもやや珪長質鉱物の多い部分が、不規則なパッチ状に散在する。

VI. 2. 4 Aso-2サイクルの噴出物

Aso-2サイクルの活動は複雑であつたらしく、その活動史には不明な点がかかなり残されている。竹田図幅地域内にはAso-2B火砕流、Aso-2T降下スコリア層、Aso-2TL降下軽石層が分布する。これらのサブユニットと、これまでわかっているAso-2サイクル全体の噴出物との関係は以下のとおりである（第43図）。

Aso-2サイクルの噴出物の主体は、下位のAso-2A、上位のAso-2B、の2つの火砕流であり、さらに阿



第43図 Aso-2 サイクル噴出物の各サブユニットの関係。
Schematic relation between subunits of the Aso-2 eruption cycle.

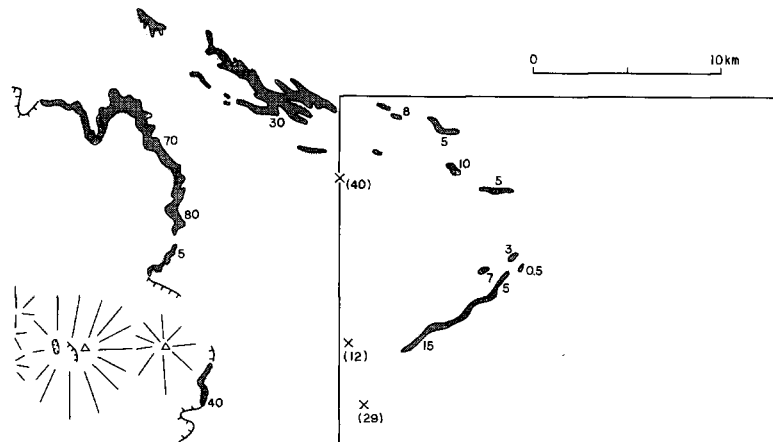
蘇カルデラの西壁および西側斜面にはAso-2Aよりも下位に、二次流動溶結凝灰岩Aso-2R（小野・渡辺，1974）が分布する。カルデラ東壁には、Aso-2Aの下位に薄い降下スコリア層Aso-2Vがあり、またAso-2Bの上位には厚い降下スコリア層Aso-2Tがある。Aso-2A・2B火砕流はカルデラ壁から遠ざかるにしたがい薄くなり、とくにAso-2A火砕流は急激に薄化して本図幅地内には達しておらず、またAso-2B火砕流は図幅地域の西半部までに分布する。Aso-2T降下スコリア層は東方にはAso-2B火砕流よりも遠くまで分布し、竹田市街地付近にも分布しているが、そこではAso-2Tの直下に白色の降下軽石層Aso-2TLがある。この軽石層は、降下スコリア層（2T）以外との関係は明らかでないが、Aso-2A火砕流に伴う、Aso-2サイクルの初期の噴出物の一つであるらしい。

本図幅でAso-2火砕流（ A_2 ）として塗色されているものはAso-2B火砕流である。Aso-2T降下スコリア層は、図上ではAso-2とAso-3間の降下火砕物（ A_{2-3} ）に一括されている。Aso-2TL降下軽石層は薄く、図には表現できないが、分布はAso-2Tに伴っている。

Aso-2B火砕流（ A_2 ）

名称・分布・層位・層厚 本火砕流は小野（1965）の、カルデラ壁東部の“Aso-II”の上半部にあたる。この火砕流は本図幅の西半部地域の、大谷川をはじめ稲葉川・玉来川・山崎川などの各河川の峡谷底近くに露出し、その東限は玉来の西約2.5kmにある。Aso-2B火砕流は分布の各地でAso-1火砕流か、あるいは玉来川溶岩を覆っている。分布および厚さを第44図に示す。

岩相 Aso-2B火砕流はスコリア流であり、スコリア質火山灰の基質中に多孔質の本質岩塊をふくむ。この図幅地域内では、基質・岩塊ともつねに黒色である。一般に断面の下部は細粒火山灰のみからなり、径の大きい岩塊は断面の上部に集る。大谷川上流のやや厚い断面では、厚さ約20mのうち下部10mは弱く溶結して幅広い柱状節理を生じている。図幅内の他地域では溶結していないが、一般に固くしまった感じがする。本質岩塊は、無斑晶、よく発泡したスコリアで（見かけ比重 ~ 0.94 ）、外形に平行した内部の気孔の配列や表皮の亀裂など牛糞状火山弾様の構造をもつことが多い。ほとんどすべての岩塊は、径



第44図 Aso-2 火砕流の分布と厚さ (m)。

Distribution and thickness in meters of Aso-2 Pyroclastic Flow.

1.2mmから2cm程度の灰白色の異質角礫を特徴的にふくむ、それらが岩塊中で流状につらになっていることもしばしばある。

無斑晶安山岩スコリア 64AS89A

産地：熊本県阿蘇郡一の宮町滝室坂（阿蘇山図幅地域）

化学組成：SiO₂ = 59.81%（82ページ第12表C7）

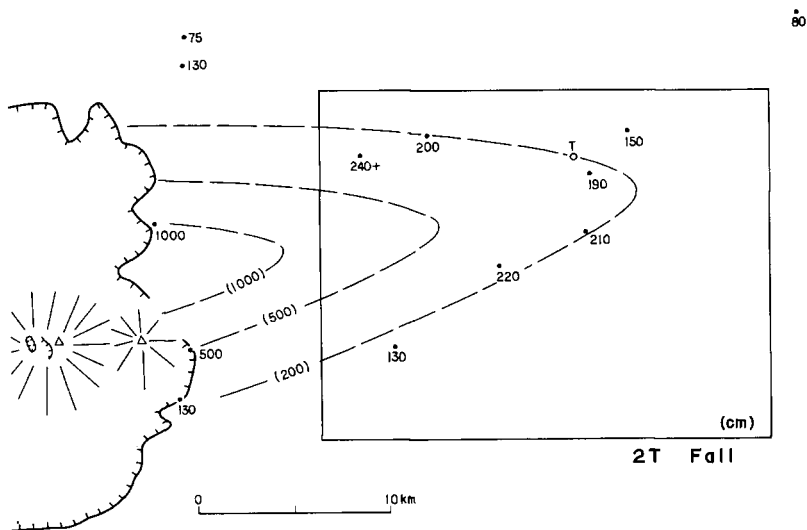
斑晶：斜長石（1%以下）

石基：よく発泡し、長円-雲形の気孔をもつ。基底は褐色ガラスの中に、柱状・棍棒状の晶子が密集して生じ、一見黒色不透明の感を与える。安山岩の石質破片を1-2%含む。

Aso-2T 降下スコリア層および Aso-2TL 降下軽石層

本図幅地域内に分布するAso-2サイクルの降下火砕物は、降下スコリア層Aso-2Tと降下軽石層Aso-2TLとである。この地層は、地質図上では次節の“Aso-2とAso-3との間の降下火砕物（A₂₋₃）”に含まれ、単独では図示されていない。

Aso-2T降下スコリア層の層厚分布図を第45図に示す。2Tスコリア層のもっとも厚い断面は阿蘇カルデラ東壁滝室坂にあり、そこではAso-2B火砕流の直上に、時間間隙を示す証拠なしに、10mの厚さの黒色安山岩質のスコリア層がのっている。ここでは、スコリア層の下半部は粒径が粗く、上半部は下半部よりも細粒で、また、より細かい単位で、より明瞭に成層している。竹田図幅地域では、2Tスコリア層は全体が薄く、かつ、細かくなっているが、上記の特徴は明らかに保存され、竹田市街地では厚さ約2mのうち下半部には径1・2cm程度のスコリアをふくんでいるが、上半部では粒径は一般に数mm以下であり、細かく成層している。スコリア層は分級よく、非固結で、ハンマーの先端でサラサラと崩れるが、上部の数10cmは風化土化し、固くしまっている。本層のスコリアの化学組成は82ページ第12表C9に示される。



第45図 Aso-2T 降下スコリア層の厚さ (cm).
Thickness of Aso-2T Scoria Fall in centimeters.

Aso-2TL降下軽石層は、竹田市街地およびその付近においてAso-2Tスコリア層の下位にあり、よく発泡した白色の軽石からなる。2TL軽石層は下位の厚い風化土層の上ののるが、上位の2Tスコリア層との間には時間間隙の証拠は全くない。2TL軽石層の軽石は流紋岩質であり（82ページ第12表C4）、化学組成の類似から、Aso-2A火砕流に伴う、Aso-2サイクル初期の噴出物の一つと考えられる。

VI. 2. 5 Aso-2とAso-3との間の降下火砕物 (A₂₋₃)

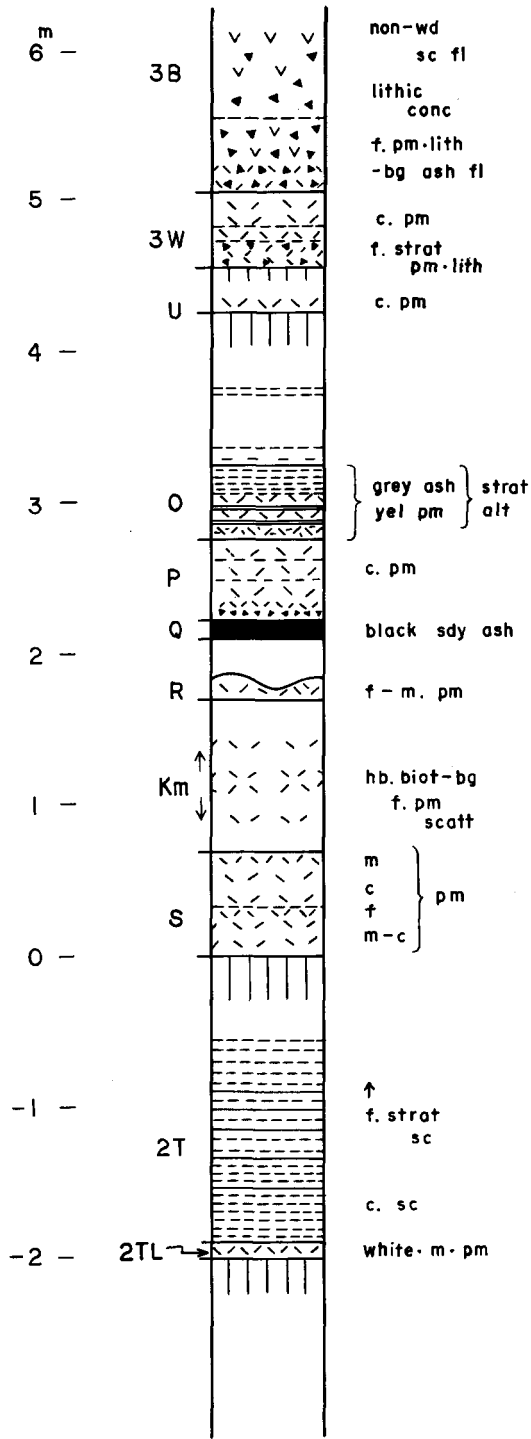
Aso-2およびAso-3の両サイクルのあいだには少くも4回の、より小規模な噴火サイクルがあり、噴出中心より東方にある本図幅地域に降下火砕物をもたらした。この時期の堆積物を観察できるのは、Aso-3火砕流の基底が露出している地域に限られ、おもに谷沿いの低地である。

前述したように、Aso-2サイクルの活動ではAso-2B火砕流の流出に引きつづいて大量のスコリアを降下堆積させ（Aso-2T）、その活動を終了した。Aso-2よりも下位の岩層が露出し、それらをAso-3が覆っている竹田市街地では、Aso-2Tから上位で、Aso-3サイクルに至るまでの降下堆積物のよい断面が観察される。模式柱状図（第46図）に示されるように、Aso-2Tの風化面上からAso-3サイクルの基底までの同地における厚さは約5.5mである。

第46図にみられるように、Aso-2T降下スコリア層のあと、Aso-3W降下軽石層までのあいだにS, Km, R, Q, P, O, Uなどのユニットが識別されるが、このうちKm層は後述するように九重火山起源の宮城火砕流の末端相であり、他のユニットはすべて阿蘇火山起源の降下火砕物である。これらのうち、少くもS, R, Q, UとAso-3Wとの各ユニットの前にはローム状の風化火山灰で示される時間間隙がある。S, R, P, Vの各層は白-黄白色の軽石層であり、O層は灰色火山灰と黄白色細粒軽石との細互層である。Q層はきわめて分級のよい、中-細粒の黒色砂状のガラス火山灰からなる。このガラス火山灰は、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であって、黒曜岩などのガラス岩体の破碎・放出による堆積物とみられる。Q, P, O各層のあいだには風化間隙はなく、1噴火サイクルの産物とみられる。白色のP軽石層と黒色のQ火山灰層との組合せはきわめて特徴的で、Aso-2Tスコリア層とともに、Aso-2とAso-3との間のよい鍵層となる。第47図および第48図にP・Q両層の層厚分布図を示す。測定点が偏在しているために、信頼できる等層厚線を描くことはできず、噴出源が阿蘇カルデラの方向にあることが察せられる程度である。P軽石層の厚さにやや異常な値があるのは、同層が複数のフォールユニットからなるために、風化した露頭でO層との境界を誤認して測定したためかも知れない。

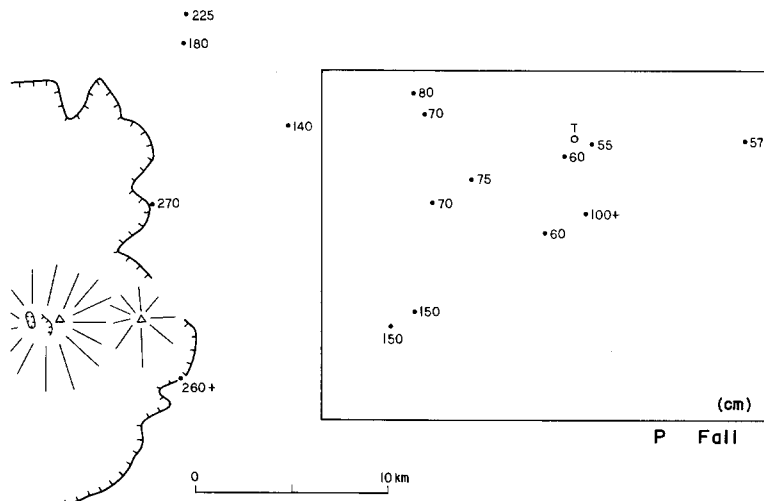
VI. 2. 6 Aso-3 サイクルの噴出物

Aso-3サイクルの噴出物は、噴出順に降下軽石（Aso-3W）と火砕流（Aso-3A, 3B, 3C）のサブユニット群とからなり、火砕流全体はcompound cooling unitをつくる。Aso-3Aは本地域内では非溶結の軽石流が大部分であり、一部の谷沿いの低地に分布する。Aso-3Bは無斑晶の安山岩質スコリア流であり、Aso-3サイクル中でもっとも規模が大きい。本地域では南西部で強く、東部で弱く溶結している。この火砕流はこの図幅地域よりさらに北東方へ大野川沿いに分布し、同河口東方の坂の市町まで追跡されるので、海に達したことは確実である。Aso-3C火砕流は多斑晶の安山岩質スコリア流であり、竹田図幅地

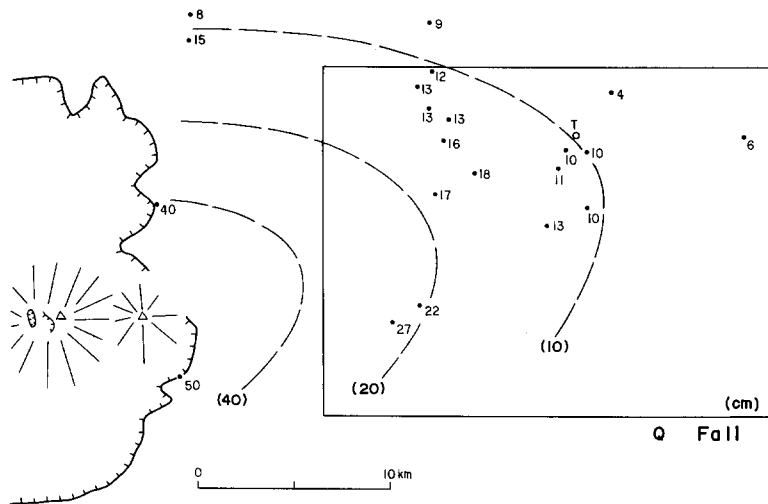


第46図 Aso-2, Aso-3 両サイクル間の降下火砕物の竹田市街における標準柱状
 図. 2TL: 2T; Aso-2 サイクル. S·R·Q·P·O·U; Aso-2 と Aso-3 との
 間の各サイクル. 3W: Aso-3 サイクル. 3B: Aso-3B 火砕流. Km: 九重火
 山宮城火砕流の層準.

Standard column of air-fall pyroclastics between Aso-2 and Aso-3 cycles at
 Taketa city. Pyroclastic falls; 2TL·2T: Aso-2. S·R·Q·P·O·U: cycles be-
 tween Aso-2 and Aso-3. 3W: Aso-3. 3B: Aso-3B Pyroclastic Flow. Km: horizon
 of the Miyagi Pyroclastic Flow from Kuju Volcano.



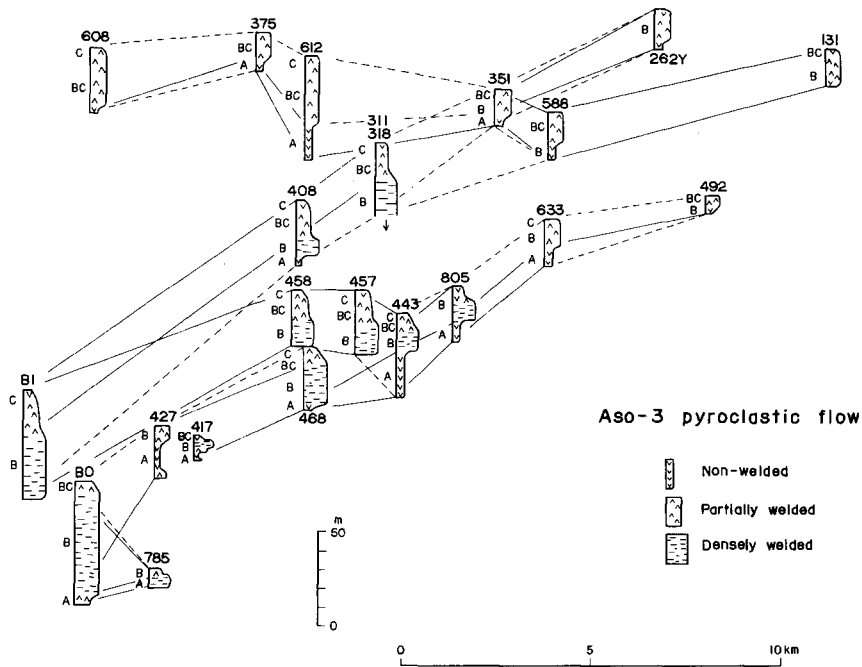
第47図 P 降下軽石層の厚さ (cm)
Thickness of P Pumice Fall in centimeters.



第48図 Q 降下火山灰層の厚さ (cm)
Thickness of Q Ash Fall in centimeters.

域では北西部によく発達する。しかし、Aso-3Bと-3Cとのそれぞれの典型的な岩相が直接に重なることは少く、大部分の地域では両者の間に中間的な岩相が存在し、これをAso-3BCとよぶ。この地域の各地点における模式的な断面を第49図に示す。

Aso-3火砕流は竹田図幅地域の中央部から北部に広く露出し、火砕岩台地の主体を作っている。これはAso-3火砕流がこの地域を広く一様に覆って堆積したことによるが、その基底面は必ずしも平坦ではなく、埋積された地形面には起伏があって、その谷の多くは現在の河谷とほぼ同じ位置にあった。降下



第49図 Aso-3 火砕流の柱状図
Fence columnar profiles of Aso-3 Pyroclastic Flow.

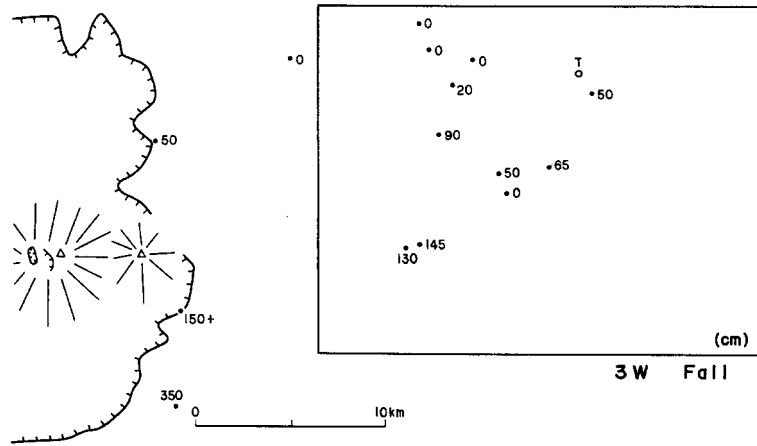
軽石に引きつづいて噴出したAso-3A火砕流はまず谷沿いの低地に堆積し、ついで大量のAso-3B火砕流が広く地域を覆った。Aso-3Aが現在の谷に近い地域に分布し、堆積当時の台地にむかって薄失する状況は多くの地点で観察される。本地域の南西部は、祖母山山地の山腹斜面であったので、下位の阿蘇火砕流によって埋積されていない基盤山地にAso-3火砕流がオーバーラップした地域、たとえば大谷川上流の百木一小川付近では岩相の水平的変化がいちじるしい。

Aso-3火砕流のつくる地形はきわめて特徴がある。10-40mのほぼ安定した厚さがあり、溶結して柱状節理が発達しているので、遠望すると広く連続した崖にかこまれた広い台地をつくるかのようにみえる。しかし、台地は東流する数本の主な河川とその支流とによって東西方向に細く分割され、さらに、それらの主な流路から台地にむかって細い廊下状の小谷がほぼ等間隔に櫛の歯様に入りこみ、広い台地面はほとんど残されていない（6ページ第6図）。

Aso-3W降下軽石層

Aso-3火砕流の直下、すなわちAso-2・Aso-3両サイクル間の降下火砕物の累層の最上位にある降下軽石層は、上位のAso-3火砕流との間に時間間隙を示す証拠がなく、Aso-3サイクルの最初期の噴出物と判断される。これをAso-3W降下軽石層とする（91ページ第46図）。薄いので地質図上には表現されていない。

本層は白一桃白一淡灰色の軽石からなり、分級はよい。図幅地域中央部の竹田市大津留では、厚さ65



第50図 Aso-3W 降下軽石層の厚さ (cm)
Thickness of Aso-3W Pumice Fall in centimeters.

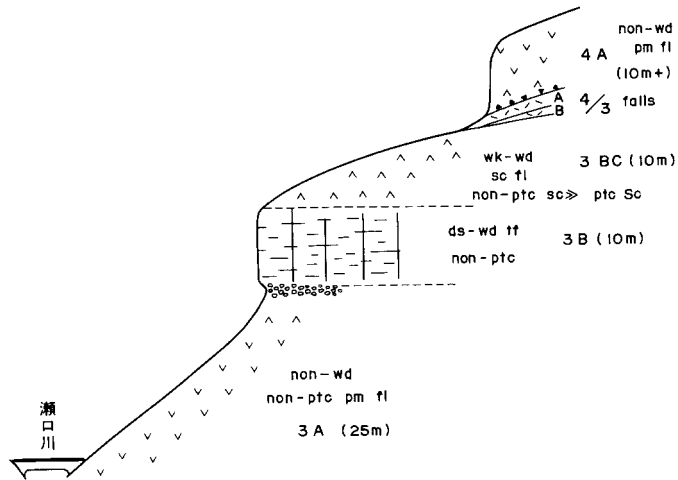
cmのうち、下部40cmはやや細粒で、石質破片を多くふくみ、細かく成層しており、上部25cmは下部よりも粗粒で、軽石の最大径は3cmで、石質破片は少ない。

測定された本層の厚さの分布は、第50図にみられるように規則的とはいえない。測定点が欠けているが、南東方向に分布の主軸があるのかもしれない。地域の中央付近に、周囲と不調和に厚さ0cmの地点があるが、ここでは後にAso-3B火砕流の項で述べるように、同火砕流によって本層は削り去られたものと思われる。

Aso-3A火砕流 (A₃の一部)

Aso-3A火砕流の代表的な岩相は非溶結の軽石流であり、図幅地域南西—中央部の大谷川、瀬口川—門田川沿いの、竹田市^{ももき}百木・小川・高山・下津留・入田^{にゆった}などや、竹田市街北方の三宅付近などに露出する。その他に、図幅地域の南西隅に近い竹田市二俣から高森町永野付近には緻密な溶結凝灰岩が分布する。

軽石流はよく発泡した大形の軽石と同質のガラス火山灰の基質とからなる。一般に溶結していないが、大谷川上流の^{ひなためだに}陽目谷付近では下部が弱く溶結している。色は軽石・基質ともに白色または桃白—黄白色の場合と、帯紫灰褐色の場合とがある。この両者が共存する地点は西隣阿蘇山図幅地域北東部の^{やまが}山鹿にあり、そこでは、後述するAso-4A火砕流の場合と同様に、白色の軽石流が下位に、褐色のものが上位にあるが、ここでは中間部が露出していないので両者が画然と接しているのか、漸移しているのかわからない。軽石は円味を帯び、大形のもの径30cm以上ある。よく発泡し、みかけ比重の平均値は0.55 (n=42, σ=0.15) である。大形の軽石は内部に大きい空隙をもつことが多い。ごく少量の斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹の小形の斑晶をふくむ。暗褐色の軽石の空隙には、しばしば、赤褐—銅赤色で六角薄板状の赤鉄鈹の微晶が気相晶出によって着生している。

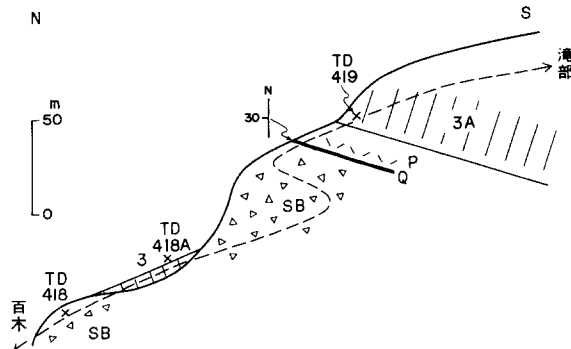


第51図 Aso-3 火砕流の断面，竹田市出合西方，発電所付近の瀬口川南岸。
Schematic profile of Aso-3 Pyroclastic Flow along the south side of the Seguchi River.

高山から入田までの瀬口川一門田川沿いでは，非溶結のAso-3A火砕流の上に，強溶結のAso-3B火砕流がのり，後者の基底に小規模のオーバーハングがみられる（第51図）．入田から竹田市街へ向かう県道沿いでは，門田川から離れるに従ってAso-3火砕流の基底が上昇し，それとともにAso-3A火砕流が薄失する状態が観察される．

Aso-3A火砕流が独立の岩相として認められない多くの地点では，Aso-3B火砕流の基底部にAso-3A火砕流のものと思われるきわめて発泡のよい軽石塊が，Aso-3B火砕流の本質スコリアと混在して見いだされる．Aso-3A火砕流に引きつづいて噴出したAso-3B火砕流が，流走中に-3A火砕流の軽石をとりこんだものであろう．

Aso-3A火砕流の**強溶結相**は，図幅地域の南西部，二俣東の谷壁およびその南方，永野北東の県道沿いに露出する，この溶結凝灰岩は小野（1965）が“Aso-II・III間の火砕物質”のうち，“竹田市南西部二俣付近に分布するもの”としたものにあたる．この岩石は灰赤色一帯紫青灰色の質質中に，強く扁平化



第52図 祖母山火山岩類の急斜面を覆う Aso-3 火砕流，竹田市百木の南方。
Aso-3 Pyroclastic Flow lying over the steep slope of Sobosan Volcanic Rocks (SB).

した本質レンズをふくむ溶結凝灰岩である。本質レンズは光沢のある黒色ガラスであるが、基質は脱ガラス化し、岩石は著しく硬い。本質レンズは斜長石斑晶をきわめて少量ふくむ。この溶結凝灰岩は滝部北方で祖母山火山岩類の急崖を覆っているが、基底面の緩傾斜などころでは、基盤との間に、Aso-2・Aso-3両サイクルの間の降下火砕物（P・Q層など）をはさんでいる（第52図）。

この溶結凝灰岩は岩相、層位関係からみて、阿蘇カルデラ南東壁の洗川付近そそがわや高森図幅地域の柳谷付近に露出するものと同じユニットである。柳谷付近の溶結凝灰岩中の本質レンズの化学組成は、Aso-3Aの非溶結部中の2個の軽石の化学組成とほとんど同じであった（82ページ第12表D1）。上記のように、層位・化学組成からみてこのユニットがAso-3A火砕流の一部であることは確実であるが、百木付近の非溶結の軽石流とどのような関係にあるのかはわかっていない。

輝石含有流紋岩溶結凝灰岩 64TM2

産地：熊本県阿蘇郡高森町柳谷，国道傍（高森図幅地域）

化学組成： SiO_2 ：68.50%（82ページ第12表D1）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉱

基質：本質レンズ，ガラス破片とも，褐色で，極細粒に結晶化している。それらは著しく扁平化し，本質レンズ中には微褶曲状の流線がみられ，ガラス破片は境界が不鮮明となり，二次流動（小野・渡辺，1974）のあったことを示している。レンズ中には球形の気孔が多い。

Aso-3B火砕流（A₃の一部）

本火砕流は，小野（1965）の“Aso-II”のうち，竹田市西部から東方海岸までの部分にあたる。Aso-3火砕流の主体をなすサブユニットであり，図幅地域の中央部から西部に広く露出し，その他の地域ではAso-4火砕流が削剝された下に露れる。本火砕流は安山岩質のスコリア流であり，図幅地域の南西部から中央部にかけては下部が強く溶結しているが，竹田市街付近から東方までは非溶結か，あるいはごく軽微に溶結している。

非溶結の部分は，基質は灰褐色－褐色であり，濃褐色－黒色，無斑晶安山岩質の比較的発泡のよい本質スコリアをふくむ。石質破片には，おもに非変質の安山岩からなる異質の岩片と，後述する黒色ガラスの本質（一類質）物質とがある。この火砕流はほとんど非溶結の場合でも基質はやや重くしまった感じがあり，ハンマーの先端でサラサラ崩れる感じではない。中－弱溶結相は灰黒色の基質に黒色の本質レンズをふくむ。強溶結相は基質・本質レンズとも黒色の緻密なガラスからなる，風化面ではガラスは褐色を帯び，光沢を失っているが，新鮮な破面では黒色で光沢がある（第53図），ガラスに亀裂が多く走るため，ハンマーで叩くとボロボロに碎けて手標本をとりにくい。脱ガラス化はこの図幅地域では大谷川上流にかぎられているが，そこでは溶結凝灰岩は著しく硬い。図幅南西隅に近い大谷ダムの上流右岸では，気相晶出作用により溶結凝灰岩は灰色で軟弱な岩石となり，本質岩塊中の気孔には斜方輝石の肉眼的針状結晶が着生している。

Aso-3B火砕流中には，黒色で光沢のあるガラスの岩塊・火山礫が特徴的にふくまれる。このガラスは緻密であるか，あるいはやや発泡しており，無斑晶安山岩質である。火砕流の基底近くには径数10 cm以上のものも多くふくまれるが，このように大形のは非溶結相中でも扁平な長円体形であり，塑



第53図 Aso-3B 火砕流の強溶結部. 本質レンズはかなり扁平なもの、円味を帯びた、あまり扁平化していないものが混在する. 竹田市次倉, 井伏から河原立へ下る道傍.
Dense welded tuff of Aso-3B Pyroclastic Flow.



第54図 Aso-3B火砕流の溶結部の節理
Joint in Aso-3B Pyroclastic Flow.

性変形し得る程度の粘性であったことを示している。一方強溶結相中でもやや円味を帯びており、著しく扁平化している普通の本質レンズよりも高粘性で低温であったことがわかる。おそらく、この噴火のとき地下に、活動をおこしたマグマよりもやや低温の部分があって、それが火砕流中にとりこまれた本



第55図 Aso-3B火砕流。下部約10mは非溶結で、その上から溶結し始め、柱状節理があらわれる。左下は下位の降下火砕物。T：Aso-2T降下スコリア層。竹田市竹田高校グラウンド。

Aso-3B Pyroclastic Flow at Taketa city. Lower 10 meter section is not welded. T : Aso-2T Scoria Fall.

質（一類質）物質であろう。

本火砕流の溶結凝灰岩には、一般的な垂直方向の柱状節理の他に、横臥した放射状の特徴的な節理が弱溶結部に発達していることがある（第54図）。冷却の過程で等温面が単純な平面ではなくなったためと思われるが、その理由は明らかでない。

竹田市街地付近では、厚さ約25mのうち、その下半はほとんど非溶結であり、上半部は弱く溶結して幅広い柱状節理をつくることが多い（第55図）。そのため台地の端はほぼ垂直の崖でかぎられ、しばしばその下部はわずかにオーバーハングしている。

岩塊の濃集部 Aso-3B火砕流の基底部には石質岩片が濃集していることがある。その著しい例は図幅地域中央部の次倉から河原立に下る路傍で観察される。ここでは火砕流の基底部約4mに岩塊が濃集しており、この部分は基質の火山灰が少量のために溶結していない。岩塊には、前述した黒色無斑晶安山岩ガラスの本質（一類質）岩塊、類質軽石、異質安山岩岩塊などがある。この中に成層軽石層の径120cmに達する岩塊が含まれている。きわめてもろい成層した降下軽石層が崩壊しないでそのままふくまれていることは、この岩塊の移動距離が小さかったことを示す。大形の石質岩塊を多量にふくむこの火砕流が、流走中に直下の降下火砕堆積物（Aso-3Wおよびその下位のAso-2以後の堆積物）を侵食して火砕流中にとりこんだものであろう。これらの岩塊の間をうめる基質の部分にも降下軽石層から分離したらしい軽石がみいだされる。

無斑晶安山岩（本質レンズ） 61TD12B

産地：竹田市魚住ダム上流側左岸

化学組成：SiO₂：63.27%（82ページ第12表D5）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹（総量0.5%以下）

石基：無数の球形の気孔をもつ。基底は淡褐色から褐色まで、さまざまな段階の濃淡の色調を示し、これらを切って、脱ガラス化によるアルカリ長石？の鳥の尾状の結晶（長さ最大0.3mm）が成長している。

無斑晶安山岩溶結凝灰岩 70TD676

産地：竹田市入田^{にゅうた}、篠尾の東

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・燐灰石

基質：著しく扁平化したピトロクラスティック組織で、やや肉厚のカスプー厚板形のガラス破片からなる。結晶化していない。ガラスには本質レンズ・ガラス破片双方とも、淡褐色澄明なものと、やや濃い褐色のものがあり、1破片内でそれらが明確な境によって接していることがある。双方ともに複屈折は認められないが、屈折率は濃色のものの方が高い。

Aso-3C火砕流（A₃の一部）

本火砕流は、小野（1965）の“Aso-II・III間の火砕物質”のうち、“滝室坂F点における上位の火砕流”にあたる¹⁵⁾。Aso-3C火砕流は多斑晶の安山岩スコリア流である。図幅地域内では北西部で厚く、南部では薄い傾向がある。東には薄くなり、Aso-3B火砕流の頂部にわずかに多斑晶質のスコリアを認める程度となる。

本質岩塊は発泡のあまりよくないスコリア（平均比重=1.4）であり、長さ30cm以下で、長円体形または短いボン形をしたものが多い。岩塊の内側がより多く発泡し、表皮にはパン皮状の亀裂があるなど、岩塊ができてから発泡したことを示す火山弾様の構造をもつものがある。スコリアは長さ2・3mmの斜長石斑晶を多量（約20%）にふくみ、その他に長さ5mm以下の輝石の柱状良晶をふくむことがある。阿蘇火砕流中には、Aso-4B火砕流の一部に斑晶の多い本質岩塊がある他には、このように多量の斑晶をふくむ本質岩塊はなく、きわめて特徴的である。

本質岩片の大部分は、第三紀火山岩の異質岩片であるが、その他にきわめてまれに、白色の花崗岩様の岩片を含む。この岩石は石英モンズナイトに近い岩質の微文象石英閃緑斑岩であり、本火砕流に特徴的な類質岩片である。

Aso-3B火砕流との関係 Aso-3B火砕流は無斑晶または斑晶の少ない安山岩スコリア流であり、Aso-3C火砕流は多斑晶の安山岩スコリア流である。両者の関係は地点により、明瞭に接している場合と、中間的な岩相をはさみ、漸移的に変化している場合とがある。図幅地域中央西部の野鹿の北ではAso-3C火砕流の基底に角礫が濃集し、それがAso-3B火砕流の上面にのっている。それより南、山崎川・大谷川・瀬口川沿いの恵良原・次倉・高山付近では、Aso-3B火砕流は強溶結の垂直の崖をつくり、その上に緩傾斜の弱-非溶結の部分があつて（95ページ第51図）、そのうちの下半部は無斑晶スコリアと多斑晶スコリアとが混在する中間的な岩相（3BC）であり、上部は多斑晶スコリアからなるAso-3Cである。図幅地

15) 同報文に記載された“滝室坂F点にみられる2火砕流のうちの下位のもの”は、Aso-3Aの1員である。

域中央部の国道57号線沿いよりも北の地域では、Aso-3火砕流は下部のAso-3Bから上部のAso-3Cまで漸移し、露頭面では途中で不連続が認められない1段の崖をつくっている。

VI. 2. 7 Aso-3とAso-4との間の降下火砕物 (A₃₋₄)

Aso-3サイクルの終了後、Aso-4サイクルまでに多数回の噴火サイクルがあった。現在これらの活動の産物としては火山灰・軽石などの降下堆積物のみが認められる。本地域は噴出口の東側に位置するためにこれらの火砕物質が厚く分布しており、その柱状断面にはさまれる風化土層から、少くも11回の噴火サイクルがあったことが知られる。

この堆積物が保存されているのは、Aso-3火砕流の台地上で、上位のAso-4火砕流の削剥されている場合と、Aso-4火砕流の台地を刻む峡谷の谷壁のAso-4の下位とである。Aso-4火砕流の下面が露出していない図幅地域の西部・東部および急斜面のため降下堆積物が保存されていない南部の祖母山山地ではほとんどの堆積物をみるができない。

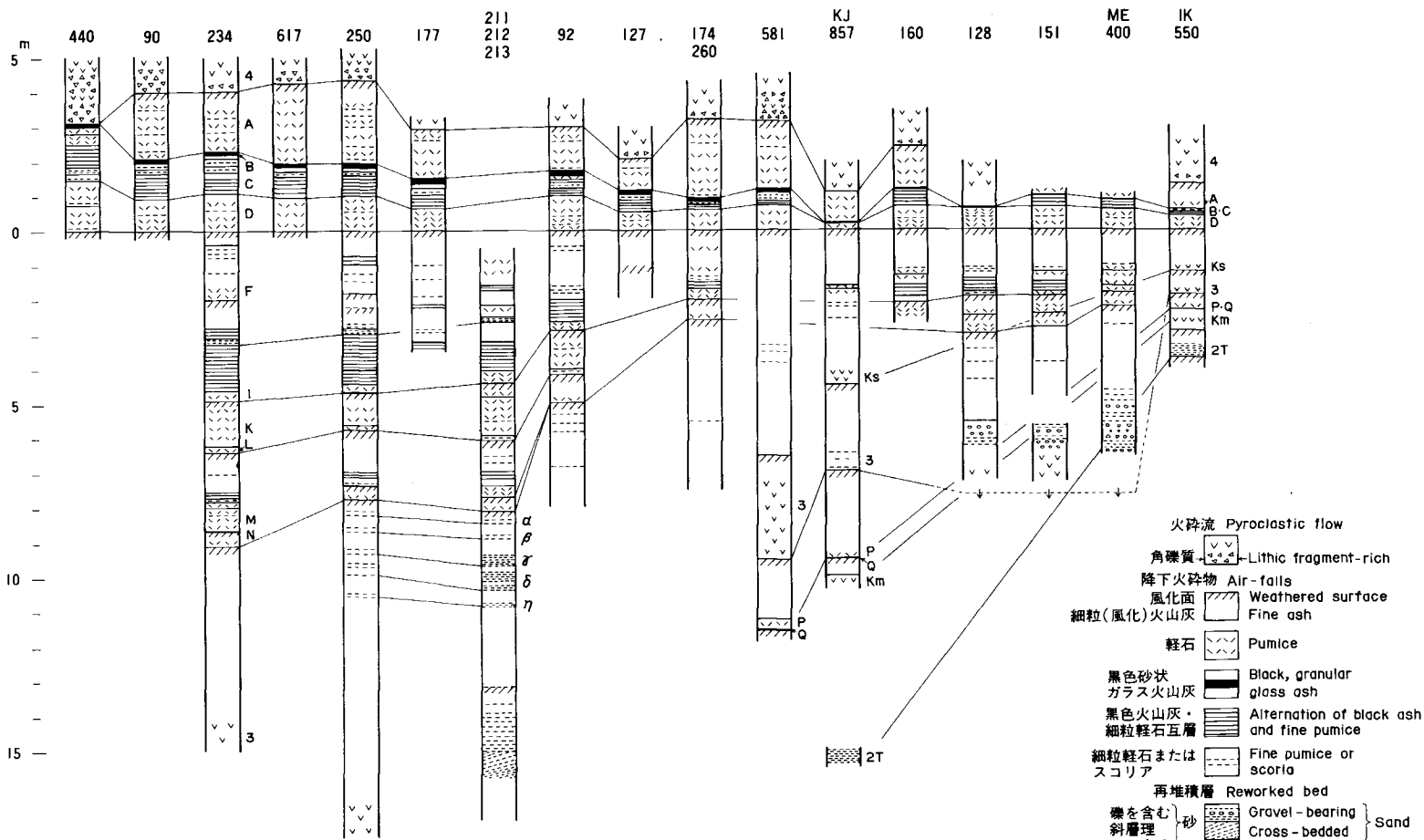
前述したように、図幅地域の西部ではAso-3火砕流のつくる台地は多数の小谷によって切られているために広い面は残されていないが、小谷の間の尾根の頂部は台地面の残りであって、そこにAso-3、Aso-4両サイクル間の降下堆積物をのせている。Aso-3火砕流の頂部は一般に著しく風化して、褐色の土壌が厚く形成されており、またその上にある降下堆積物の中にも、著しく粘土化した層準がある。そのため上位をAso-4火砕流が覆っているときは、これらの粘土層が不透水層を形成して、そこから取水できるので、Aso-3上面の、降下火砕物をのせる平坦面には志土知・馬脊野・次倉・籠目などの部落がつくられている。

Aso-3の上面からAso-4の下面まで、両サイクル間の降下堆積物の連続した断面が観察できる地点は多くない。しかし、その中のいくつかの鍵層を利用して部分的な断面でも単層を識別できることが多い。代表的柱状図とその位置図を第56図と第57図に、また、いくつかのフォールユニットまたはフォールユニット群の層厚分布を第58図a-eに示す。測定点の分布が偏っているために、第58図に画かれた等層厚線は十分信頼できるとはいえないが、それらの主軸が阿蘇カルデラ内の、現在の中央火口丘群よりも南方に指向していることは共通している。

Aso-3とAso-4との間の降下火砕物を、下・中・上部の3部分に大きく区分することができる。図幅中央西部の荻町野鹿付近では合計の層厚は約20mであり、そのうち下・中・上部はそれぞれ8・7.5・4.5mの厚さである。

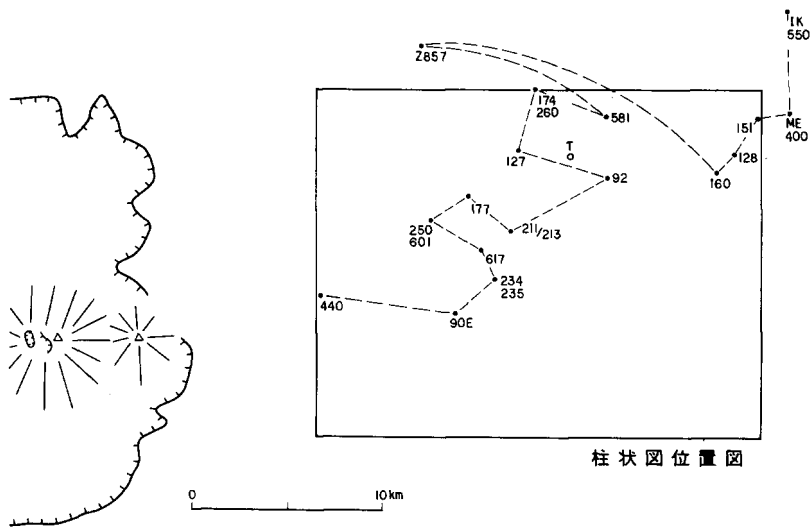
下部はほとんど全層にわたって褐色土壌化しており、その中に数層の赤褐―黄褐色の軽石層が痕跡化して認められる。中部は数層の風化土層をはさむ白色の軽石層、黄褐・灰褐・褐・灰・黒など種々の細粒火山灰などの互層である。軽石はほぼ原形のままの場合と、粘土化して空隙がつぶれ、扁平化している場合とがある。

上部は、下位から、厚い黄白色の軽石層(D)、灰・紫灰・黒・白などの細粒火山灰・軽石の細互層(C)、黒色(および暗灰色)ガラス火山灰層(B)、厚い黄白色軽石層(A)に区分される(第59図)。A層の最上部に風化土壌がみられることを除いて、これらの層の間には風化層準がなく、D-Aは1噴火サイクルの産物である。軽石は一般に新鮮である。



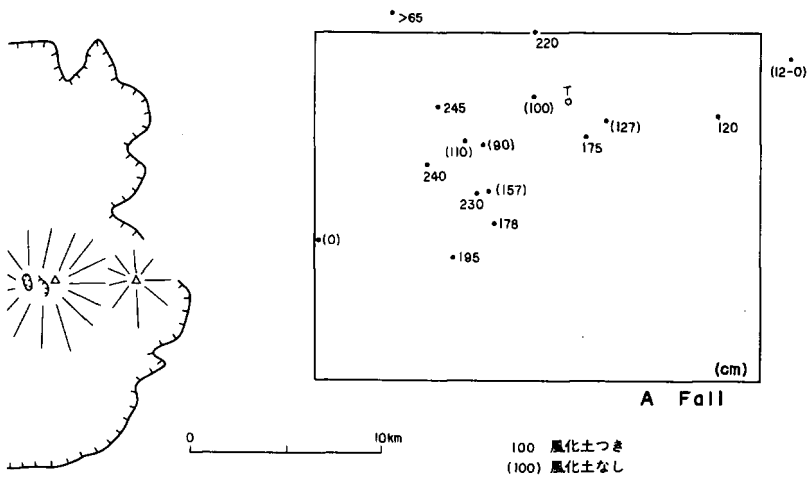
第56図 Aso-3 と Aso-4 との間の降下火砕物の柱状図。

Columnar sections of air-fall pyroclastics between Aso-3 and Aso-4 cycles.

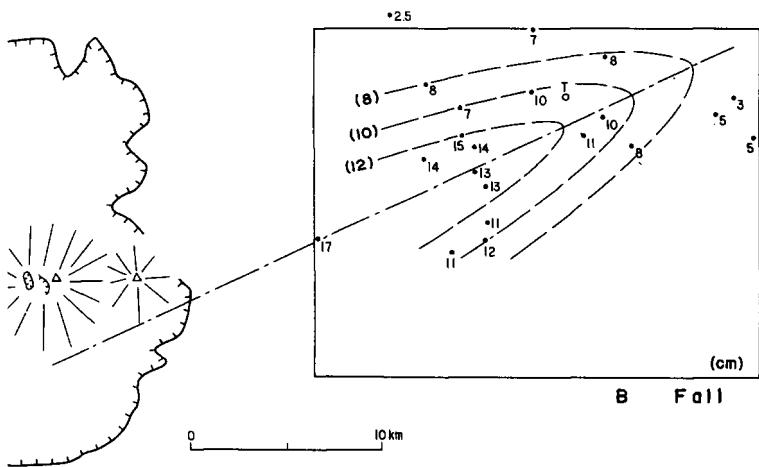


第57図 第56図の柱状図の位置図。破線は柱状図の配列を示す。

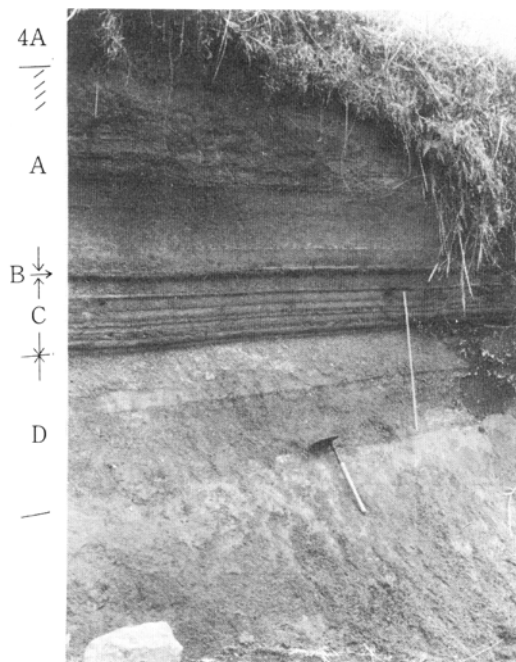
Localities of columnar sections in the Figure 56. Broken lines show arrangement of columns in the Figure.



第58図a



第58図b



第59図 Aso-3とAso-4間の降下火砕流上部，A-D層．スケールは1m．竹田図幅地域東端近く，緒方町鮎川（第56図TD160）．

Upper part of the air-fall pyroclastics between Aso-3 and Aso-4 cycles near the eastern margin of the Taketa district. The scale is 1 meter long.

第58図a-dにみられるように，B・C・D各層の厚さは地理的に規則的な変化をして等層厚線を画くことができるのに，A層の厚さの変化は著しく不規則である．しかし，A層の最上部に風化土層があるもののみをとると厚さの変化は規則的であり，風化土を欠いて直ちにAso-4火砕流の下面に接している地点のA層の厚さ（第58図aに括弧に入れて示してある）は，期待される厚さよりも薄い．これは後にAso-4火砕流の項で述べるように，またAso-3火砕流の例と同様に，A層の頂部がAso-4火砕流によって侵食された結果と思われる．

以上の観察から次のような噴火史が推定される．Aso-3サイクルの終了後長い休止期において軽石・火山灰の放出が始まり，くり返し，下部層を堆積させたが，それらは比較的小規模であり，それらの間隔は比較的長かった．その後，中部層の堆積の時代には1回の噴出量は大きく，噴火間の時間間隔は減少した．D-A層を堆積させた噴火はAso-3とAso-4の間では最大の噴火サイクルであった．A軽石の噴出後，A層の上面に最大の厚さ55cm（竹田市街南方小高野，TD118）の風化土が形成されたのち，Aso-4火砕流が流出してこの地域を覆った．

VI. 2. 8 Aso-4火砕流

Aso-4火砕流は阿蘇火砕流群のうちでは最も新しいサイクルの噴出物である．下位の火砕流を覆い，

それらよりも遠方で露出が発見されており、現在の分布は最も広い。

名称 本火砕流（および以下のAso-4A, -4B）は小野（1965）のAso-III（-III A, -III B）にあたる。これまで各地で記載されたもの、たとえば芹川火山碎屑流（小野, 1963）、新期阿蘇溶岩（首藤, 1953；宮本ほか, 1962；有明海研究グループ, 1965など）、八女粘土層・鳥栖ローム（郷原ほか, 1964）、宇部・秋吉・矢田各火山灰層（高橋・河野, 1968；亀山, 1968）など、いずれもAso-4火砕流に属する。また遠方で確認された分布、たとえば延岡・人吉・天草下島・福岡南方安德（MATUMOTO, 1943）、北九州各地（浦田, 1962）、佐世保・伊万里市など北西九州（渡辺, 1975）、山口県下各地（亀山, 1968；高橋・河野, 1968；満塩, 1971）など、はすべてAso-4火砕流である。松本（1952, p. 5）は阿蘇溶岩（火砕流）の大々的な噴出は3回であり、2回目のものが最も遠方に達したとしているが、その2回目がAso-4A溶結凝灰岩に、また3回目がAso-4Bと台地上の非溶結のAso-4Aとに、それぞれ相当する。

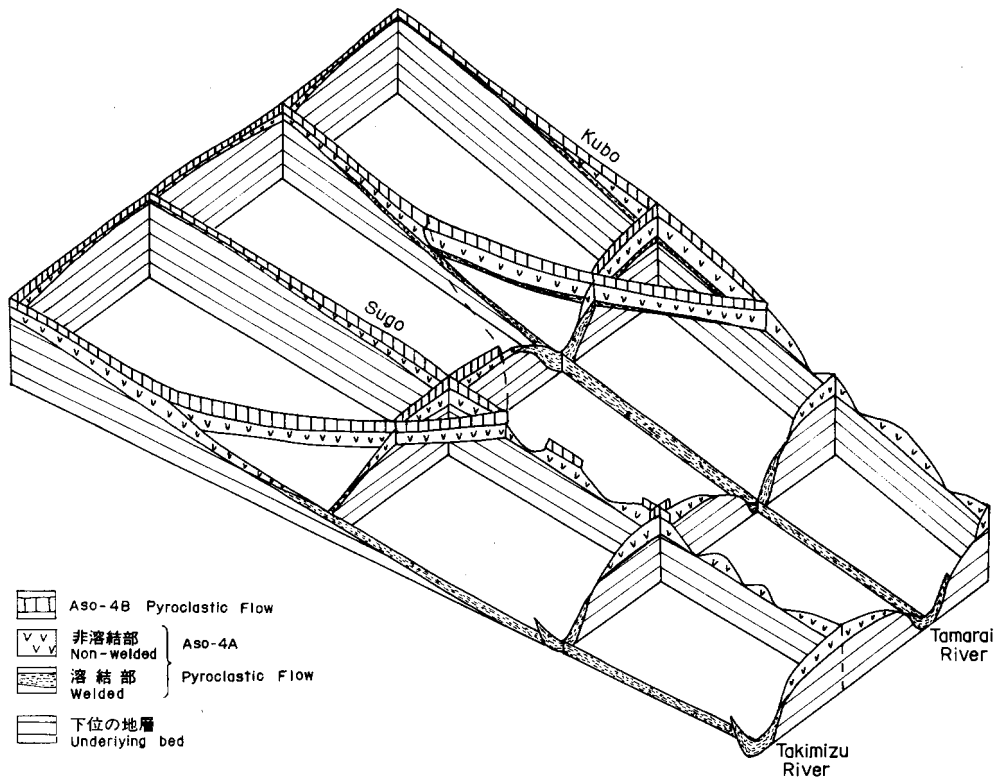
構成 Aso-4サイクルの活動の噴出物は火砕流堆積物のみであり、降下火砕物はこれまで発見されていない。Aso-4火砕流は、この地域では、下位のAso-4A火砕流と、上位のAso-4B火砕流とに2分される。それらはともに複数のフローユニットからなり、全体として compound cooling unit をつくる。Aso-4A火砕流はこのサイクルの噴出物の大部分を占め構成粒子の種類と粒度組成、溶結度、色、結晶化などによって多様な岩相の変化を示し、複雑な構成をもつ。Aso-4B火砕流は主に強溶結の溶結凝灰岩からなる。しかし、このような多様なみかけ上の変化に拘らず、Aso-4火砕流の大部分は角閃石と紫蘇輝石とを主要鉄苦土珩酸塩鉱物とする流紋岩であり、角閃石斑晶の存在によって、普通輝石・紫蘇輝石の斑晶組合せをもつAso-1・2・3各火砕流と野外で識別することができる。

異質角礫 Aso-4火砕流は異質石質破片を包有している。この図幅地域では異質角礫の90%以上は輝石安山岩を主とし、角閃石安山岩と流紋岩とを少量まじえる火山岩類であり、これらは阿蘇カルデラのカルデラ壁に露出している、（鮮新世後期-）更新世前期の先阿蘇火山岩類（小野, 1965）と思われる。この他に少量の変質火山岩、古生界、塩基性・超塩基性岩などの基盤岩を含む。塩基性・超塩基性岩は角閃石斑れい岩・角閃片岩・角閃石岩・輝岩・ダンかんらん岩などからなり、少量ではあるが¹⁶⁾、これらの異質角礫を含むことはAso-4火砕流の特徴の一つである。

地形 Aso-4火砕流は本地域の火砕岩分布地の全域にきわめて特徴的な分布をしている。地域西部の波野・荻台地はAso-4B火砕流が広く覆い、その下位に非溶結のAso-4A火砕流がある。この台地を深く刻む峡谷もAso-4A火砕流によって埋積されており、ここでは強く溶結している。図幅地域中部のAso-3火砕流が広く露出している区域では、Aso-4A火砕流の、台地上の非溶結部と谷埋めの溶結凝灰岩とは侵食によって切断され、尾根上と谷底とに別々の露頭群をつくっている（第60図）。地域東部の台地では、Aso-4火砕流が削剝された部分に下位の地層が露出している。

Aso-4火砕流は、Aso-3火砕流までに形成された火砕岩台地が、現在の地形と似た程度まで開析されたあとに流出したものらしい。そのため、Aso-4火砕流の上面は平坦な台地面を形成しているが、基底面には著しい起伏があり、現在の主な河川の流路沿いにはAso-4火砕流の強溶結相が分布しており、その基底面は現河床面よりやや下にあることが多い。台地上にあるAso-4は非溶結のことが多いが、谷を埋積した部分は強く溶結している。その結果生じた溶結凝灰岩の葉理面は基底面に平行なので、谷壁で

16) カルデラ西縁地域では塩基性・超塩基性岩が異質角礫の10-30%を占めることがある。

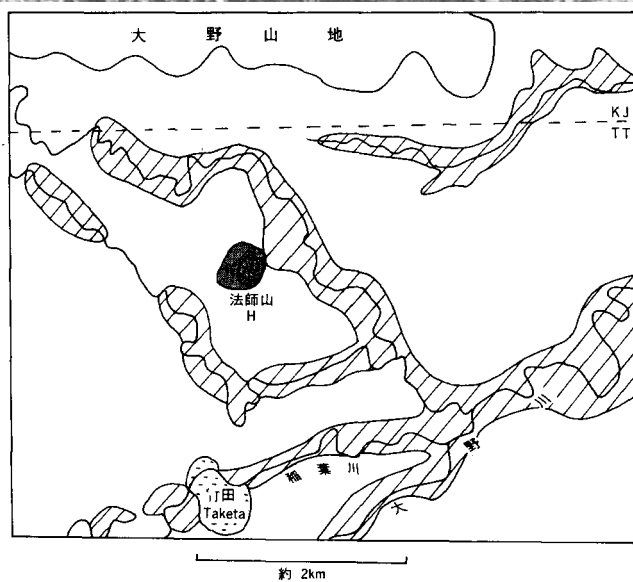
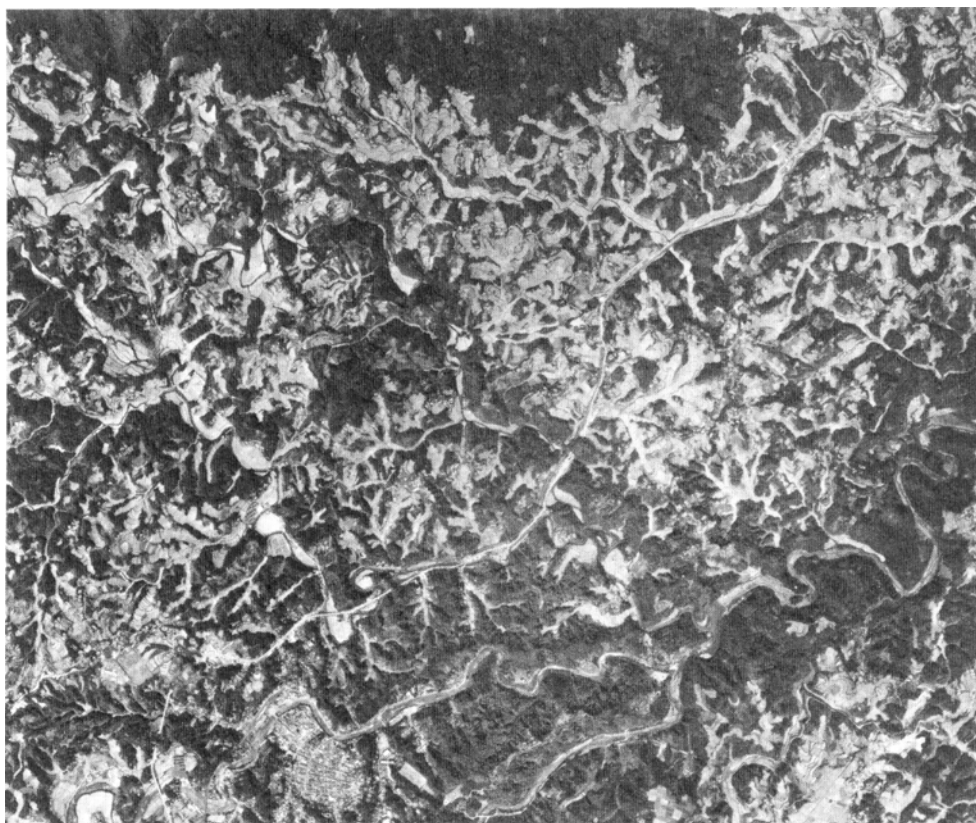


第60図 Aso-4A 火砕流の台地上の非溶結部と谷埋めの溶結部および Aso-4B 火砕流の関係を
示す模式図。

Schematic fence diagram showing Aso-4A Pyroclastic Flow, its plateau-forming non-welded and
valley-filling welded portions, and Aso-4B Pyroclastic Flow.

は川に向かって傾斜し、河床ではほぼ水平である。火砕流の流出直後にはその表面はほぼ平坦であったはずであるが、溶結が進行すると、台地上の非溶結の部分はほとんど変化がないのに、河谷沿いの厚い断面では圧密による表面の沈下量が大きく、旧河谷沿いに表面の沈降が生じ、そのために、新たに作られる水系は旧河谷の流路を再現する。Aso-4火砕流は、埋積した谷が深く、谷埋めの部分での溶結が強いために流路の再現は正確であり、且つ、その流路はかたい溶結凝灰岩によって側壁を保護され、その葉理に沿って削割されるために、一旦作られた流路の平面形は永く保存される傾向がある（小野，1965）。現在の谷沿いに、硬いAso-4の溶結凝灰岩が連続しているのは、空中写真でも明瞭によみとれる（第61図）。Aso-4火砕流が埋積した谷をこのようにして復元すると、現在の主な河谷のほとんどがAso-4噴火当時にあった谷に位置しており、また、それ以外には谷がなかったことがわかる。

Aso-4火砕流堆積物の平均表面傾斜を、復元した地形から求めると、Aso-4B火砕流についてはカルデラ縁の滝室坂から竹田市戸上までの約16kmについて $1^{\circ}30'$ であり、Aso-4A火砕流については戸上から犬飼町までの約33kmに対して $31'$ であった。これらの数値は両火砕流の流走時のみかけ粘性の低さを示すものであろう。



第61図 竹田市街北東方の空中写真。Aso-4A 火砕流の溶結部（斜線部分）は谷沿いに、非溶結部は丘陵地に分布する。法師山および上縁の山地は基盤岩からなる。

Air-photo to the northeast of Taketa city. Welded part along valleys (hatched area) and non-welded part in hills are identified. Mountains along the upper margin and at the central part (H) are composed of basement rocks.

Aso-4A火砕流

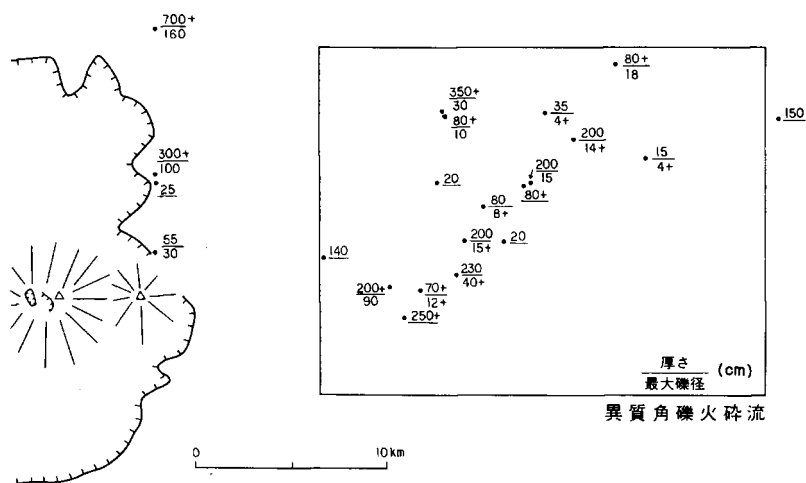
Aso-4A火砕流の大部分は紫蘇輝石角閃石流紋岩の火砕流であり、その一部に紫蘇輝石流紋岩のフローユニットがある。以下にはAso-4A火砕流を異質角礫火砕流、軽石流、溶結凝灰岩に分けて記載する。

この地域では、Aso-4A火砕流の下部には異質角礫に富む特異な火砕流があり、これを異質角礫火砕流とよぶ。その上位に台地をつくる大規模な軽石流がある。この軽石流は谷埋めの部分や低地で緻密な溶結凝灰岩に移過する。この軽石流および溶結凝灰岩は、東方には河川沿いに海岸に達しているが、西方へは薄化してカルデラ縁では事実上薄失し、下位の異質角礫火砕流と上位のAso-4B火砕流とが直接に接している。

異質角礫火砕流 多量の異質石質角礫を含む非溶結の火砕流である。小野（1965）の“Aso-III最下部の角礫堆積物”にあたる。地質図上では、次節の軽石流（A_{4p}）に含めて表現されている。異質角礫の多いこととガラス火山灰の少ないことが特徴であり、その著しい場合には、多量の異質角礫が少量の本質白色軽石粒と斜長石・角閃石などの結晶砂とからなる基質中であって、異質角礫が全量の70%を占める。ガラス火山灰が少ないために、全く非溶結であり、ハンマーの先端でザラザラと崩れる。軽石は白色で、よく発泡し、角閃石・斜長石を含み、上位の白色の軽石流中のものとよく似ている。

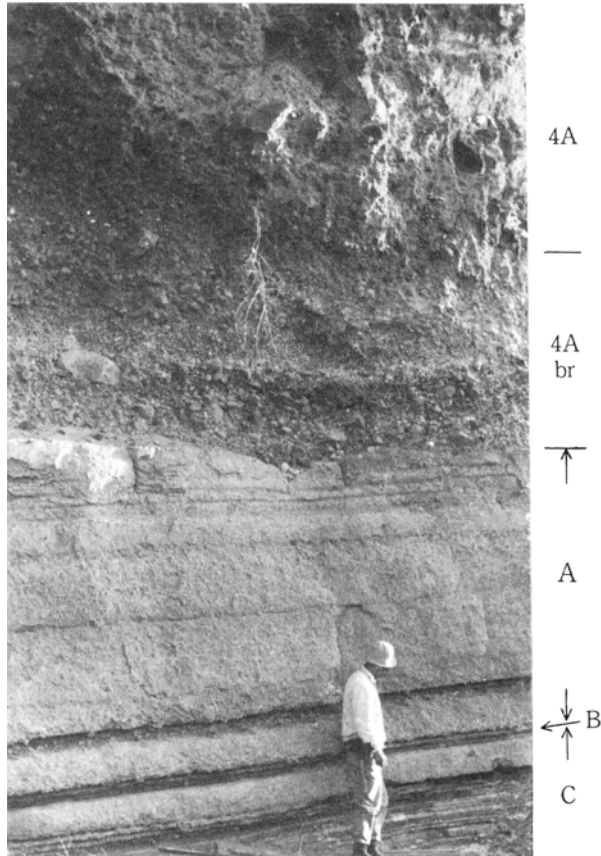
この火砕流が分布するのは台地部であり、非溶結の軽石流の基底にある。一般に、西方阿蘇カルデラに近い方に厚く、且つ異質角礫の粒径も大きいのが、層厚・粒径ともに分布は不規則であり（第62図）、一露頭内でも厚さが変化することが珍しくない。

この火砕流堆積物には、異質角礫・軽石・基質の混合比・粒径などのちがいによる粗い成層構造（第63図）、foreset bedding 状の粗い斜交層理、扁平な礫の示す覆瓦構造などが観察されることがあり、これらの堆積構造は原地形面の下方に向く流れの方向あるいは阿蘇カルデラから遠ざかる方向を示している



第62図 Aso-4A 異質角礫火砕流の厚さと最大粒径。

Thickness and maximum diameter of the block of Aso-4A Accidental Block Flow.

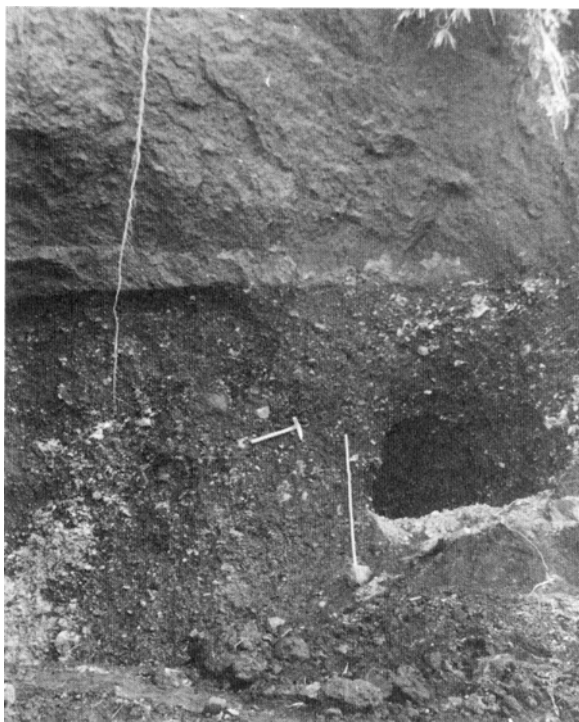


第63図 Aso-4A火砕流の基底部。写真最上部は非溶結軽石流の基底部。中上部は異質角礫火砕流，粗く成層している。下半部は，Aso-4とAso-3間の降下火砕物の最上部，A・B層とC層の上半部。A層の上面は異質角礫火砕流によって削られている。竹田市長迫南西（第56図のTD90）。

Top: basal part of Aso-4A Pyroclastic Flow. Upper-middle: crudely-bedded accidental block flow. Lower half: A, B and upper part of C air-fall pyroclastic layers between Aso-3 and Aso-4 cycles.

(第64図)。また、この堆積物中には、Aso-3B火砕流の項に記載したのと同様に、下位の成層降下火砕物や風化土などの脆い岩塊が崩壊しないまま包有されていることがあり(第65図)、下位の風化土の割れ目に本層の角礫が入りこんで風化土層の表面が浮き上がっている場合も発見された。これらのことはこの火砕流が下位層を侵食することがあったことを示している。

第66図に示す例のように、本火砕流の層厚の変化に拘らず上位の軽石流の基底の細粒部が連続することや、本火砕流中では軽石は白色であるのに上位の軽石流は暗色の軽石からなる例からみて、この火砕流は上位の軽石流とは別の独立した火砕流である。始良カルデラにおける亀割坂角礫層(荒牧, 1969)などと同様に、細粒ガラス火山灰が分離して取除かれた特異な組成の火砕流なのであろう。



第64図 Aso-4A異質角礫火砕流. 右上から左下へ（ハンマーの柄の方向に）粗い斜層理がみえる．上位の非溶結軽石流の基底には厚さ40cmの細粒部分があり（淡色にみえている），軽石が少なく，ほとんどガラス火山灰のみからなる．スケールの長さは1m．竹田市二俣の東，県道の傍．

Aso-4A Accidental Block Flow (lower) and non-welded pumice flow (upper). Accidental block flow has crude cross-layering shown by the grip of the hammer. At the base of the non-welded pumice flow is a fine-grained layer, almost free of pumice.

紫蘇輝石角閃石流紋岩軽石 68ME501A3

産地：大野郡清川村砂田北西の県道傍（三重町図幅地域）

化学組成： SiO_2 ：68.82%（82ページ第12表E4）

斑晶：斜長石・褐緑色角閃石・紫蘇輝石・鉄鈦

石基：無色ガラス（屈折率 $n=1.511$ ）からなる．よく発泡し，気孔は管一長孔形である．

軽石流（A_{4p}） 図幅地域内に広く分布し，台地上のAso-4A火砕流の主体をなす．台地部分での厚さはほぼ30mであるが，図幅地域の南西部では厚く，大谷ダム付近では55m，高森町河原，味鳥のポーリング（78ページ第37図B1）では66mであった．

軽石流は発泡のよい軽石と同質のガラス火山灰の基質とからなる．軽石および基質の色は純白色から灰色を経て帯紫灰褐色の暗色のものまでの著しいはばがある．軽石は長孔形の気孔を主とし，よく発泡し，みかけ比重は0.49（ $n=73$ ， $\sigma=0.10$ ）である．軽石の径は20-30cm以下のものが多いが，ま



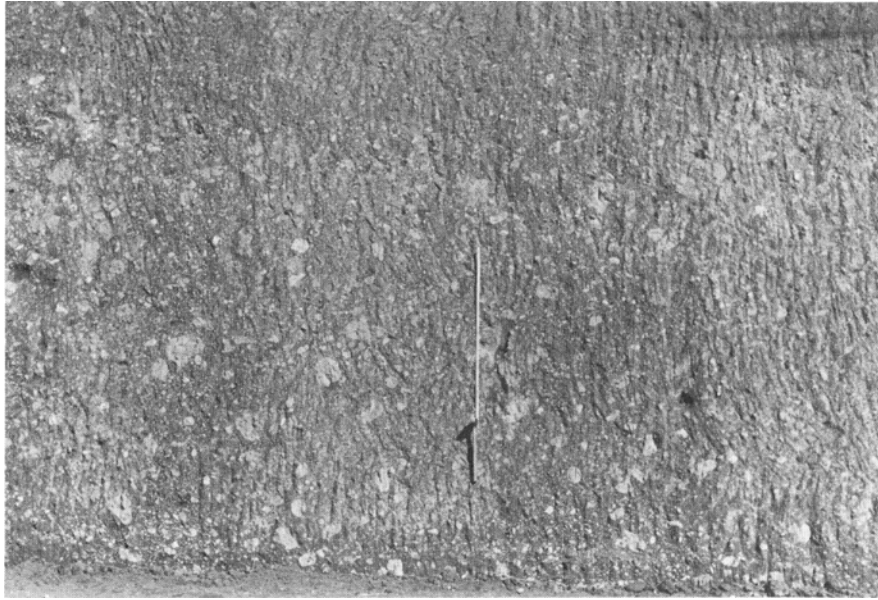
第65図 Aso-4A異質角礫火砕流. 異質角礫が圧倒的に多く, 基質は少ない, 右下の成層岩は下位の降下軽石層を削ってとりこんだ岩塊 (160×130m). (第62図と同じ露頭)

Aso-4A Accidental Block Flow, mostly composed of accidental angular blocks with minor portions of ashy matrix. A layered block at the bottom-right is a scraped-off block of the underlying air-fall pumice layer.



第66図 Aso-4A火砕流の基底部. 上部は非溶結の白色軽石流. 中央 (スケールの上) レンズ状の異質角礫火砕流. 下部はAso-4とAso-3との間の降下火砕物A・B・C・D層. 2つの火砕流はそれぞれ下位層を削っているようにみえる. 荻町井戸の東 (第56図TD617付近).

Non-welded white pumice flow and a lenticular layer of accidental block flow, of Aso-4A, on underlying pyroclastic layers A-D. Both of pyroclastic flows seem to have eroded underlying beds respectively.



第67図 Aso-4A火砕流，非溶結の軽石流．ハンマー上のスケールは1m．竹田市戸上南西．
Non-welded pumice flow of Aso-4A. The scale on the hammer is 1 meter long.

れには1mに達するものもある（第67図）．数%以下の石質破片を含む．

白色の軽石と暗色の軽石との分布は規則性がある．白色の軽石は図幅地域の西部で，軽石流の下部に限られる．基底部分では純白色であるが，上方へ，Aso-4B火砕流に近づく程暗色に変化する．また東方に向かって白色の部分は次第に薄くなり，中部以東では基底部分から暗色の軽石のみとなる．

この軽石流中には，平均粒径の異なる軽石が層状に成り込んで粗い成層構造が示されることがあるが，それ以外には軽石流の内部にフローユニットの境を示す明らかな証拠はない．

軽石流中には，レンズ状あるいは不規則なポケット状に異質角礫の濃集部がみられることがある．周囲の軽石・基質が暗色であるのに，このような角礫の濃集部に異質角礫とともに白色の軽石が見出されることは，この軽石流が下位の異質角礫層をまき上げて，とりこんだことを示している．また軽石流中に，石質破片がほぼ垂直のパイプ状に濃集している“吹きぬけパイプ”構造のみられることがあり，その部分だけ酸化鉄によって赤く着色されている場合もある．

暗色の軽石，とくに西部地域に産するものには軽石の気孔中に，気相晶出の赤鉄鉱の微小結晶が付着していることがある．赤鉄鉱は銅赤色の六角薄板状の自形結晶であり，まれに径1.5mm程度のものもあるが，一般には0.5mm以下である．この赤鉄鉱は白色の軽石中に見出されたことはない．白色の軽石と暗色の軽石とでは，鏡下で両者のガラスがそれぞれ無色および淡褐色で透明であること，化学組成では暗色のものの方がFeの酸化度の大きいこと，暗色の軽石のガラスの方が磁性が強いことおよび上記の赤鉄鉱の存否以外には岩石記載的性質や発泡度などに差は認められない．以上のことから，両者は同質の軽石であったが，暗色の軽石は白色のものより高い温度領域にあった時間が長く，脱ガラス化の

萌芽期の状態にあるものと考えられた (小野ほか, 1972).

紫蘇輝石角閃石流紋岩軽石 68ME501B5

産地：大野郡清川村砂田北西の県道傍 (三重町図幅地域), 前出 (110ページ) 68ME501A3と同じ露頭の上層部.

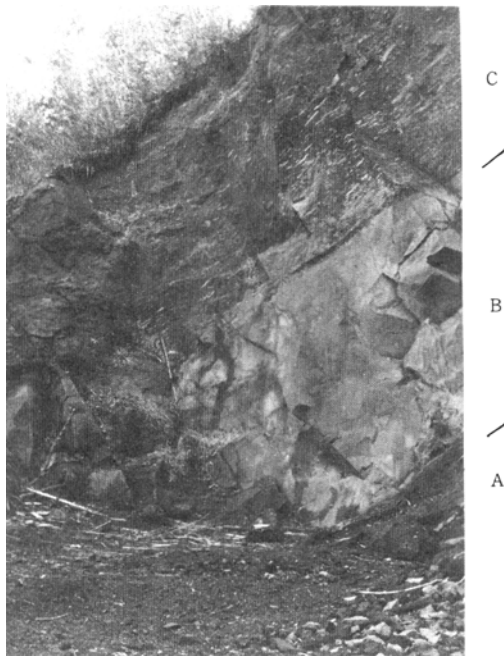
化学組成： SiO_2 ：68.46% (82ページ第12表E5)

斑晶：斜長石・褐緑色角閃石・紫蘇輝石・鉄鈦

石基：褐色のガラス. 気孔は長孔形である.

溶結凝灰岩 (A_{4w}) Aso-4A火砕流のうち, 谷を埋積した部分あるいは低地に広く分布する. 図幅地域東部の低地または台地の下部では溶結部の厚さは20m程度と思われる. 峡谷部はAso-4火砕流によって厚く埋積されている. 削剝によって溶結部の厚さの測定は困難であるが, 神原川・奥岳川などでは80m以上ある.

溶結凝灰岩の下部は本質レンズが少なく, ガラス質であり, 基底の数m上から大形のレンズを多く含



第68図 Aso-4A火砕流の溶結部. 下半部は本質レンズをあまり含まない細粒緻密なフローユニット (A・B), 上半部は大形のレンズを含む別のフローユニット (C). 緻密なレンズに比べ, 基質はより多孔質なので, 湿って暗色を帯びている. 竹田市千引の小採石場.

Two flow units of welded Aso-4A Pyroclastic Flow. The lower unit is finer and denser than the upper unit. Matrix of the upper unit is less dense than included large lenses (lighter-colored).

み、脱ガラス化が始まる。Aso-4火砕流によって埋積された谷の河床は現河床よりやや低かったため、峡谷底における基底面はほとんど観察することができないが、谷壁にあたる斜面上の基底は随所でみることができる。竹田市千引の南方における例を以下に示す（第68図）。

Aso-3火砕流を覆う最下部には厚さ5-20cmの非溶結部がある。これは比較的分級のよい黄灰色のガラス火山灰であり、サラサラして、一見オガクズ様である。この火山灰は上方へ急激に溶結し、溶結度が増すにつれ、灰色-暗灰色と濃色になり、基底から約3mでみかけ比重2.3以上の強溶結相に達する。基底から厚さ3mの範囲には本質レンズはきわめて少く、また斑晶および石質破片も少く、細粒均質である（第68図のA）。それより上では本質レンズの量・大きさともに急激にふえ、長さ15cm、厚さ1cmの著しく扁平化したレンズを、緻密な黒色ガラスの基質中に含む（第68図のB）。Cでは溶結度がやや低下し、長さ60cm、厚さ10cmの著しく大形の本質レンズを含むが、扁平化の程度は低くなる。この露頭ではこれらの溶結凝灰岩はガラス質であるが、厚い断面の下部にあたる河床部では基底を除いて脱ガラス化して著しく硬い岩石となる。

強溶結相はその下部には黒色、光沢のあるガラス質岩が残されているが、その他の部分は一般に基質が脱ガラス化している。しかし、そのときでも本質レンズのみはガラスのまま残っていることが多いので、脱ガラス化によって暗灰色-明灰色となった基質中に、ガラス質（黒曜石）レンズが肉眼的に目立つ岩相となる（第69図）。

上部の**弱溶結相**は濃褐色の基質中に暗褐色の本質レンズを含む。この岩相は図幅地域東部の台地の下部に広く分布する。節理が少なく加工し易いために、小規模に採石されて利用されることが多い。



第69図 Aso-4A火砕流の緻密な溶結凝灰岩。基質は脱ガラス化のため灰色で、黒色の本質レンズがよくみえる。緒方町原尻、原尻の滝上流の緒方川河床。
Dense welded tuff of Aso-4A Pyroclastic Flow. Black essential lenses in gray, devitrified matrix.

谷埋めの強溶結相の上部には弱溶結相があったはずであるが、神原川・奥岳川沿いを除いては、侵食されて、あまり残されていない。稲葉川沿いの竹田市平田、久住川沿いの同福原などで観察された例では、このような部分は著しい**気相晶出作用**を受け、多孔質の脆い岩石となっている。侵食され易く、露頭を作りにくい岩石なので、一般に観察の機会が少ない。旧河道に沿ってこのような岩相が分布したとすれば、このことも前述（106ページ）した水系の再現の1要因となったであろう。

軽石流の項で述べたような異質石質破片のレンズ状、ポケット状あるいはパイプ状の濃集部は、溶結凝灰岩中にも見出される。このような部分には溶結材料としてのガラス火山灰が少ないので、そこだけが非溶結のまま残されている。

溶結凝灰岩には、一般に、冷却面に垂直な柱状**節理**が発達している。基底面が傾斜しているときにはそれに対して垂直に、基底から離れるに従って鉛直方向に近づく（第IV図版1・2）。基底面に平行な板状節理が顕著に発達することもある。峡谷を埋めた溶結凝灰岩には、一定の高さだけに、その上下の鉛直方向の柱状節理とは不連続な放射状あるいはカリフラワー状の細かい節理ができてことがある。

谷を埋めた強溶結部の特定の節理面には、本質レンズが周囲よりも盛上って突出していることがある（第70図）。これは、節理による開放空間に向かって、本質レンズ部が周囲よりも低粘性のために、塑性流動によって内部から押出されたものである¹⁷⁾。この現象は、冷却による柱状節理面にはなく、それよりも先に生じたらしい特定の節理面のみにみられる。この節理系は、深い谷埋めに伴う溶結岩体の変形



第70図 節理面に浮出した本質レンズ。基質よりも粘性の小さい本質レンズが、内部から押出されたもの。Aso-4A火砕流の強溶結部。竹田市街南東。大野川滑瀬橋の北西側。
Essential lenses protruded out of the joint surface. Less viscous lenses were squeezed out from more viscous matrix. Valley-filling dense welded tuff of Aso-4A Pyroclastic Flow.

17) アリゾナ州立大学M. SHERIDAN 教授の教示による。この現象を渡辺（1976b）は“本質レンズのしぼり出し”とよんだ。

によって生じたものらしい。

紫蘇輝石流紋岩溶結凝灰岩（弱溶結相） 64TD165-2（第V図版1）

産地：竹田市千引の小採石場，火砕流の基底から20cmの高さ（第68図Aの下部）。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・鉄鋳

基質：この標本は溶結の最初期を示し，薄板型のガラス破片は屈曲し，互いに接着しあっているが，かなりの空隙を残している（みかけ比重=1.33，空隙率約45%）。ガラスは淡褐色澄明である。

紫蘇輝石流紋岩溶結凝灰岩（強溶結相） 64TD165-11（第V図版2）

産地：上記と同じ。火砕流の基底から約6.5mの高さ（第68図Bの中部）。

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・鉄鋳

基質：この標本はAso-4A火砕流のうちでも最も緻密に溶結した部分にあたる。斑晶量は15-20%，石質破片は約5%含まれる。ガラス破片は著しく扁平化し，密着して，各破片の境界はわずかに条線状に認められるのみであり，全体がほとんど均質な淡褐色のガラスとなっている。石質破片や結晶の両側は pressure shadow となるため，ここではガラス破片はあまり扁平化せず，またガスの濃集によって，ここから脱ガラス化が始まっている。

紫蘇輝石角閃石流紋岩溶結凝灰岩（強溶結相，脱ガラス化） 63TD123（第VI図版1）

産地：竹田市久保南方，玉来川岸

斑晶：斜長石・緑色角閃石・紫蘇輝石・鉄鋳

基質：ガラス破片はすべて，本質レンズは一部を残して，脱ガラス化している。ガラス破片は心部が濃褐色で，淡褐色の外縁が輪郭を作っている。濃色部にはほとんど複屈折が認められないが，淡色部では針状結晶が外縁に垂直に並び，アクシオライト結晶化の初期の状態を示している。本質レンズは溶結前の軽石の構造をわずかに条線状に残すのみで，ほとんど均質なガラスとなっており，球状の気孔を内部にもつものもある。さらに気孔の周囲から脱ガラス化し，気孔内に気相晶出鉱物（鱗珪石）などを生じているもの，緻密なガラスから微球顆状に脱ガラス化したものなどさまざまな状態のものを含んでいる。

紫蘇輝石流紋岩溶結凝灰岩（気相晶出帯） 67TD368C

産地：竹田市平田西方，県道北側の小採石場

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・鉄鋳

基質：この標本は谷埋めの溶結凝灰岩が，気相晶出作用を受けた部分である。ガラス破片はやや扁平化しているが，原形をよく残し，破片の外縁から内側に向かって楕の歯状にサニディンの針状結晶がならぶアクシオライト構造をみせている。本質レンズには，内部にガラスを残しているものもあるが，大部分は脱ガラス化し，軽石の繊維構造はそれらを通じて残っている。脱ガラス化した部分には，クリストパライトの微小球（径0.1mm以下）状の集合と，それからサニディンの針状結晶が放射状にのびるウニの殻伏の特徴的な結晶集合がみられる。

Aso-4B火砕流（A₄B）

Aso-4B火砕流の堆積物は角閃石斑晶の目立つ流紋岩溶結凝灰岩である。波野・荻台地の上部をつく



第71図 Aso-4B溶結凝灰岩の崖。崖から台地表面までは阿蘇火山中央火口丘降下火山灰。崖の下はAso-4Aの非溶結軽石流。荻町吉野から恵良原方面をみる。

Cliff of Aso-4B Welded Tuff. Surface of the plateau above the welded tuff is a thick cover of air-fall ash from central cones of Aso Volcano. The slope below the cliff of 4B welded tuff is made of non-welded pumice flow of Aso-4A.

り、台地の周囲に絶壁を連ねて露出している（第71図）。この台地における平均の厚さ20mである。波野・荻台地をとりまいて、竹田市街西方の古城^{ふるしろ}、玉来南方の田井付近などに、Aso-4B溶結凝灰岩の断片的露出がある。これらはいずれも数-10m以下の厚さしかなく、薄失直前の状態を示している。さらに、田井南方の倉木付近では、Aso-4A軽石流の最上部はわずかに溶結し、Aso-4B溶結凝灰岩への移過相を示すものと思われる。

Aso-4B火砕流はカルデラ東側のみに分布し、波野・荻台地に最もよく発達している。カルデラ東縁の滝室坂・箱石峠などでは厚さ5m程度であり、南北両側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発見されていない¹⁸⁾。

Aso-4B火砕流には、ところにより3枚以上のフローユニットが認められる。この火砕流は全般にわたって溶結し、露頭では柱状節理の発達する一連の崖となっているが、注意すると、その中に板状節理あるいは剝理状を呈するフローユニット界が認められることがあり、それによってこの火砕流が複数のフローユニットからなることがわかる。

Aso-4B溶結凝灰岩は非溶結のAso-4A軽石流の上ののっているが、その境には厚さ数mの漸移部があつて、上方に次第に溶結度を増しており、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扁平化している。さらに上方には

18) 渡辺（1976a）によると、カルデラ西側には、ここで述べた Aso-4B 火砕流にあたる岩相はなく、それよりもさらに後に噴出したらしい安山岩質スコリア流が分布している。

溶結度は低下して、本質レンズの扁平度が減少し、レンズの内部および周囲に気孔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って、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。この岩相の上位は、つねに阿蘇火山中央火口丘起源の降下火山灰に直ちに覆われ、上部の非溶結相はこれまで見出されていない。この最上部の溶結凝灰岩はやや多孔質ではあるが脆くはなく、固く接着されている。また上部の溶結凝灰岩中の本質レンズ中の気孔はすべて球形であり、扁平化する以前の軽石中の気孔とは明らかに異なり、溶結後に形成されたものである。これらのことは、この溶結凝灰岩はかなりの高温で溶結し、溶結のために大きな荷重を必要としなかったことを暗示している。最上部の溶結凝灰岩が強く酸化して、冷却時に堆積物の表層にあったことを示すこととあわせ、この溶結凝灰岩には上部の非溶結相は始めから（ほとんど）なかったものと思われる。

Aso-4B火砕流の最上部には安山岩の本質レンズが含まれる（81-82ページ、第11・12表のF5）が、この火砕流のかなりの部分の本質レンズは、岩石記載学的にはAso-4Aのものと区別できない（第11・12表およびLIPMAN, 1967）。Aso-4B火砕流のかなりの部分のマグマがAso-4A火砕流のマグマと殆んど同様の組成であるのに、台地上で両火砕流に著しい溶結度のちがいがみられるのは、-4A火砕流の大量の流出によって噴出口付近の放出速度が減少し、噴煙柱が低くなったために、より高温の-4B火砕流が発生したことを示すのであろう。おそらく、噴火前のマグマ溜り中にはAso-4Aで代表される流紋岩質マグマが上位にあり、下位に、ごく少量しか地表には噴出しなかった安山岩マグマ（上述のF5および渡辺, 1976a）があって、Aso-4Bのマグマは、流紋岩マグマのうち、安山岩マグマに接する付近にあったものなのであろう。

紫蘇輝石角閃石流紋岩溶結凝灰岩 66TD307D1

産地：竹田市戸上の東、国道傍

斑晶：斜長石・緑褐色角閃石・紫蘇輝石・鉄鈹

基質：ガラス破片は扁平化し、接着して、その境界は条線状の痕跡となっているのみであるが、その条線を切って、溶結後に生じた円形の気孔が無数にみられる。ガラスは無色で、多くのトリカイト状の晶子が生じている。気孔内には気相晶出による短柱状のアルカリ長石が着生している。

普通輝石紫蘇輝石角閃石流紋岩溶結凝灰岩（気相晶出帯） 64TD252C1（第VI図版2）

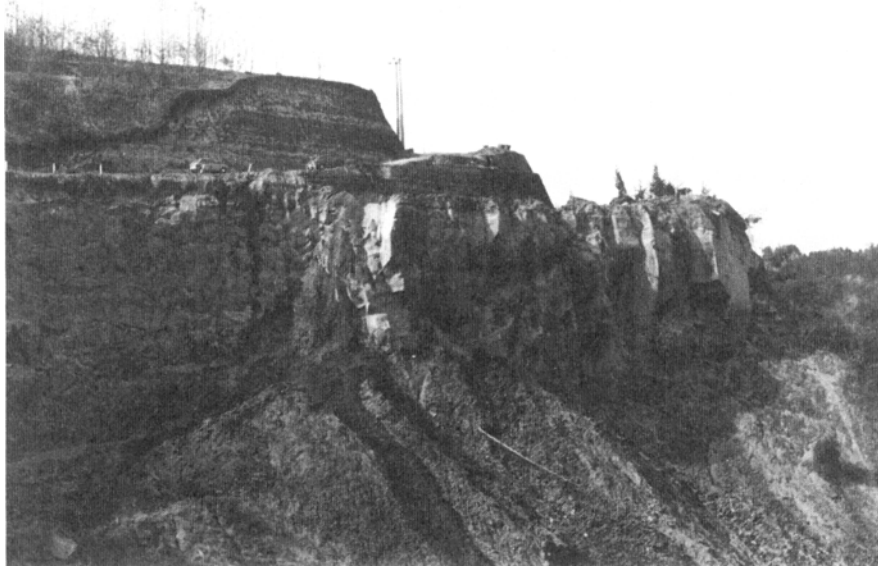
産地：直入郡荻町桜町の南、山崎川車橋の下

斑晶：斜長石・緑褐色角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鈹

基質：全体が脱ガラス化しているが、褐色の部分と無色の部分とかパッチ状に組合って不均質である。褐色の部分では扁平化したピトロクラスティック組織が認められるが、無色の部分は粗粒に結晶化し、もとのピトロクラスティック組織は全く失われている。本質レンズは粗粒の結晶集合からなり、空隙に富んでいる。空隙には鱗珪石・アルカリ長石・斜方輝石などの気相鈹物を生じている。

VI. 2. 9 中央火口丘降下火山灰 (Ac)

分布 図幅地域西部のAso-4B火砕流の台地表面を広く覆う（第72図）ほか、中央部の火砕岩台地で



第72図 Aso-4B溶結凝灰岩上にある，成層した阿蘇火山中央火口丘降下火山灰．溶結凝灰岩の下はAso-4Aの非溶結軽石流．荻町今村の東
Stratified air-fall ash layers from central cones of Aso Volcano on the welded tuff of Aso-4B. Lower slope is made of non-welded Aso-4A.

も，Aso-4火砕流の表面が保存されている島状の平坦面上に分布している。

層位・層厚 本層はこの地域内で，沖積層を除く最も新しい地質単位である．厚さは図幅地域西縁付近では20m以上あり，東方へ次第に薄くなるが，図幅中央東部の木野付近でもなお数m以上ある。

岩相 本層の大部分は褐色のローム状風化火山灰である．図幅地域西部では，その中に10-100cmごとに，風化した黄白色軽石層，赤褐色スコリア層などをはさみ，本層が無数のサイクルの降下堆積物の累層であることを示している．図幅南西隅地域では，Aso-4火砕流の直上，この火山灰層の最下位に，厚さ170cmに達する，例外的に厚い白色軽石層がある。

本火山灰層を構成する単層群は，2・3の侵食間隙によって大きく区分されるらしいが，今調査ではそれらの区別をしていない。

時代 阿蘇火山の中央火口丘群の活動は，Aso-4B火砕流の流出後，いいかえれば現カルデラの形成後あまり時間をおかずに始まったものと思われる．カルデラ底の西部，長陽村黒川では，中央火口丘群中の比較的初期の流紋岩溶岩が始良カルデラ起源のATn火山灰（～22,000 ¹⁴C年）に覆われている（町田・新井，1976）．また田村（1967）は阿蘇火山からの沖積世降下火山灰を研究し，上位から，阿蘇a層からd層までの4層を識別した．その報告から，少なくとも阿蘇a層と阿蘇c層（4,630±160 ¹⁴C年）とは本図幅地域にも分布していると判断される．したがって，堆積物としての中央火口丘火山灰全体の時代は，更新世最後期から完新世にわたることになる。

VI. 3 九重火山噴出物

九重火山は北・北西隣の久住・宮原両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と小成層火山とが集合し、その南・南西・北側に火砕流・泥流などの堆積物からなる緩傾斜の裾野がある。竹田図幅地域にある九重火山噴出物は、^{みやぎ}宮城・下坂田両火砕流と稲葉川泥流とであり、分布は広くない。しかし、これらの九重火山噴出物と阿蘇火山噴出物とは76ページ第9表に示されるような層序関係にあり、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確実に示している。

宮城・下坂田両火砕流（および宮原図幅地域の^{はんご}飯田火砕流）はいずれも角閃石デイサイトの軽石流であり、岩相が似てい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ずかしく、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。宮城火砕流と下坂田火砕流とはそれぞれAso-3火砕流の層位的に上と下とにあるが、Aso-3と接していない地域ではどちらとも判別しがたい。たとえば本図幅北縁の白丹町―無田口付近のものは、一部は宮城火砕流であることが判明しているが、一部には下坂田火砕流が混在しているかもしれない。なお、小野（1963）が久住図幅地域において久住軽石流としたものは、少くも宮城火砕流・下坂田火砕流を含むことが今調査で明らかになったので、久住軽石流の名称は使わないことにする。

VI. 3. 1 宮城火砕流 (Km)

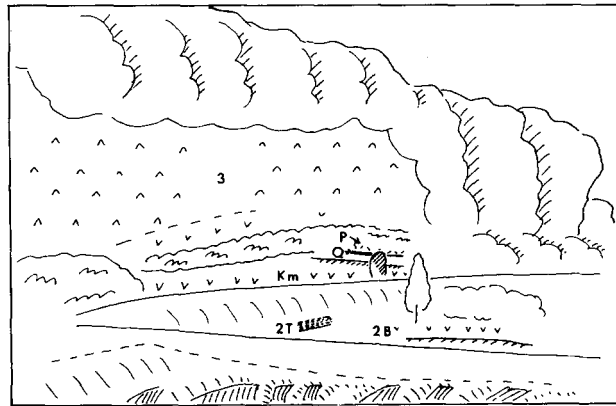
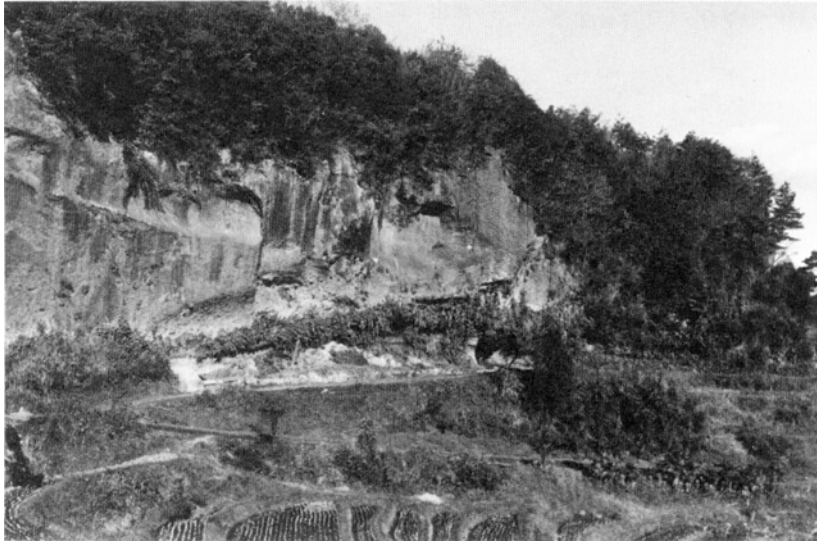
分布・層位・層厚 図幅地域北西部付近に主な分布があり、その他玉来川沿いに小分布がある。Aso-2火砕流とAso-3火砕流との中間（降下軽石層“R”と“S”との中間）の層準にあり（91ページ第46図）、竹田市（旧宮城村）^{すみかまど}炭竈付近にその層位関係を示す露頭が多い（第73図）。図幅地域北西隅付近では厚さ30m以上あるが、稲葉川以南では3-10mの厚さである。

この火砕流が図示できる程度の厚さで分布しているのは、玉来川沿いの向山田付近までである。しかし、Aso-2およびAso-3両サイクル間の降下火砕物の保存のよい地域、たとえば竹田市街地、では、そのRおよびS軽石層中間のローム状風化火山灰中に、本火砕流起源の角閃石・黒雲母を含む軽石粒、あるいはそれらの分離結晶が含まれており、本火砕流と阿蘇火山噴出物との関係を確定させている。

岩相 本火砕流は、白色あるいは淡桃色、非溶結の軽石流である。基質と軽石との量比、軽石の大小のちがいなどによる成層構造がみられることがある。軽石は発泡よく（見かけ比重 ~ 0.75 ）、まれに径20cmのものもあるが、数-10cm以下のものが多く、円味を帯びている。純白色で、長孔形の気泡と斑晶有色鉱物の平行配列とによる流理のみえるものが多い。角閃石と少量の黒雲母斑晶とを含む。角閃石は黒色、光沢があって、よく目立ち、なかには長さ1cmに達する大形結晶もある。角閃石の結晶には、周囲のガラスの発泡・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ものがしばしばみられる。

黒雲母紫蘇輝石角閃石デイサイト軽石 72TD814-5

産地：竹田市炭竈西方

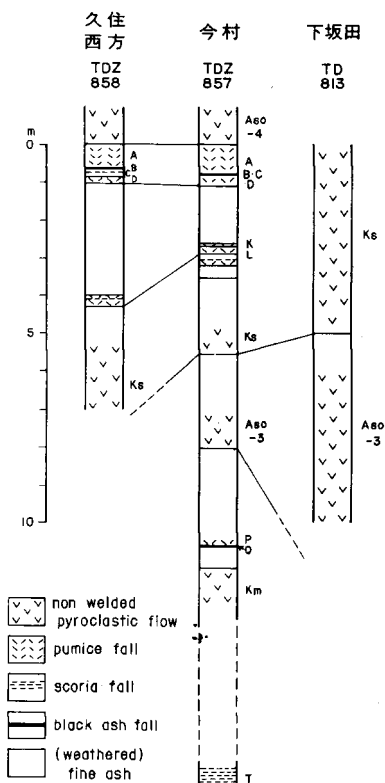


第73図 Aso-2, Aso-3 両火砕流にはさまれる宮城火砕流. 降下火砕層
P・Q・2Tがみえる. 竹田市刈小野西方
Miyagi Pyroclastic Flow between Aso-2 and Aso-3 Pyroclastic Flows.

斑晶：斜長石・石英・緑色普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鉍・黒雲母
石基：無色ガラス

VI. 2. 2 下坂田火砕流 (Ks)

分布・層位 この火砕流は、図幅地域北縁西部に分布し、上坂田一下坂田付近の稲葉川北岸の丘陵をつくり、南側から遠望すると白色の崖をつらねている。この火砕流が流出したのはAso-3火砕流より後で、Aso-3とAso-4との間の降下火砕物中の下部の層準の一時期である（第74図）。この図幅地域内では下坂田から深迫に向かう道路沿いで本火砕流がAso-3火砕流を覆っているのが観察されるが、Aso-4火砕流と接している露頭は発見されなかった。厚さは約30mある。



第74図 下坂田火砕流の層準を示す柱状図
Columnar sections showing the horizon of
Shimosakata Pyroclastic Flow.

VI. 3. 3 稲葉川泥流 (Ki)

分布・層位・層厚 図幅地域北縁西部の、稲葉川および久住川沿いに段丘状をなして点々と分布する。これまでに発見された最も東の分布は、国鉄豊後竹田駅南側、大正公園下の稲葉川右岸にある。この堆積物はAso-4火砕流を切る谷を埋積しており、阿蘇火山中央火口丘降下火山灰を除き、この図幅地域内で最も新しい地質単位である。川沿いに細長く分布するのみであるが、層厚は厚いところで20mをこえる。

岩相 この堆積物は、安山岩の大小さまざまの亜円礫—角礫と砂質の基質とからなり、非固結、無層理である。礫は九重火山起源の角閃石安山岩であり、色・結晶度ともさまざまである。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。基質は火山岩源の黄灰色の砂であり、あまり土化していない。

この堆積物は、北隣久住図幅（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一部で、河谷に沿って分布するものに連続する。これは九重火山のドーム群の崩壊によって発生し、稲葉川および久住川の河谷を流下した泥流による堆積物である。

図幅地域北縁の白丹付附近には、前述したような多様な礫質の岩相のものほかに、次のような岩相がある。その礫の大部分はガラス質角閃石安山岩の亜円礫であり、基質はサラサラした火山灰で、淡紅色

岩相 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、それぞれ全量の数%以下の軽石・石質破片を含む。ほとんど非溶結であるが、大きい露頭では、その上部に弱い柱状節理の発達認められ、軽微な溶結が行なわれたことを示している。軽石は白—淡灰色で、前項の宮城火砕流のものより暗色である。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~0.9）、長孔状の気泡がある。長さ数mmの、黒色、光沢のある角閃石斑晶を含む。灰色、粗粒砂岩状のオートリスを伴う。石質破片は角閃石安山岩が多く、輝石安山岩も少量含まれている。

黒雲母紫蘇輝石角閃石デイサイト軽石

72TD813-2

産地：竹田市下坂田北西、深迫へ向う道路傍

斑晶：斜長石・緑色普通角閃石・紫蘇輝石・鉄鈹

石基：淡褐色ガラス

を呈し、高温酸化をうけたらしい。この岩相の部分は、泥流ではなく熱雲起源であるのか、あるいは熱雲が流下の途中から泥流に変わったものの堆積物であるかも知れない。

VI. 4 沖 積 層 (a)

本図幅地域内には、沖積層はあまり発達していない。一部の河谷沿いの低地に沖積層が図示してあるが、それらは溶結凝灰岩の平坦な河床上に薄くのっている砂礫層である。

VII. 応 用 地 質

VII. 1 錫・亜鉛・硫化鉄などの非鉄金属鉱床

竹田図幅地域のなかの鉱産のうち、生産実績のあるのは南部の祖母傾山地域に分布する新第三紀花崗岩類に成因的關係を有する錫・亜鉛・硫化鉄などの非鉄金属鉱石で、豊栄鉱山をはじめいくつかの鉱山が探鉱または開発された。それらは鉱脈および接触交代鉱床であるが、各型式はたがいに移化し、鉱化作用の順序などもかなり共通している。

竹田図幅の南に接する三田井図幅地域にある尾平（大分県緒方町）、土呂久（宮崎県高千穂町）および見立（同県日ノ影町）などの古くから知られた鉱山も同じ鉱床区に属している。

豊栄鉱山（大分県大野郡緒方町上畑）

国鉄豊肥本線豊後竹田駅または緒方駅のそれぞれから南方20kmにあり、傾山の北斜面の急峻な地形にいくつかの鉱床露頭がある。このうち主として採掘されたのは1号坑および大切坑によって開発される1号鉱床で、そのほか2号・檜立・嘉五郎・観音・大名・檜山および銀じきなどの鉱床があるが補助的出鉱源にとどまっている。

豊栄鉱山は旧称を九折^{つづら}鉱山とよび、その沿革は古く江戸時代にさかのぼり、そのうち大正一昭和期を通じてごく小規模に稼行されたにすぎないが、昭和26年に蔵内正次氏が硫化鉄鉱を目的としてやや積極的に開発した。すなわち25-27年の硫化鉄需要期間に約8,700tを採掘、一たん休止したが昭和31年に蔵内金属鉱業株を設立して①大分県工鉱課による試錐探鉱補助による下部鉱量確認、②2,000T/月処理の亜鉛鉱を主とする全泥浮選工場設置、により本格的操業に入った。昭和33年に錫鉱の品位が向上したので、比重選鉱を主体とする設備に切りかえ、以後1.5-3.0万t/年の採掘規模で亜鉛・硫化鉄・錫の3種の精鉱を出荷して今日に至っている（第75図）。

昭和25年以降の採掘量は約30万tで、そのほとんどが1号鉱体による。そのなかの精鉱量は亜鉛鉱22,700トン、硫化鉄鉱（主として黄鉄鉱）90,900トンおよび錫鉱4,500トンであるから粗鉱中の $\frac{1}{3}$ 強が金属鉱物となり、濃集度の高い鉱床ということが出来る。生産量の詳細は第14表のとおり。

豊栄鉱山は秩父帯の一部にある古期の火成岩・変成岩・シルル紀層などよりなる構造帯（黒瀬川構造帯）を母岩とする鉱床群で、各鉱床の地質環境はつぎのとおりである。

シルル紀九折層の石灰岩層を交代する鉱床…… 1号坑・2号坑
圧碎花崗岩中の網状一鉱染鉱床……………嘉五郎坑・檜立坑



第75図 豊栄鉱山の2,000t/月処理浮遊および比重選鉱工場。
Flotation and gravity dressing plant of the Hoi Mine.

第14表 豊栄鉱山の生産量（1956 - 1972, 選鉱場稼働期間）
Production of Hoi Mine (1956 - 1972).

	採 掘 粗 鉱					選 鉱 精 鉱			
	採掘粗鉱 量 t	Zn %	S %	Sn %	Cu %	亜鉛精鉱 t (Zn %)	硫化鉄精鉱 t (S %)	錫精鉱 t (Sn%)	銅精鉱 t (Cu%)
1956	14,059	7.7	29.6	—	0.41	1,431(44.8)	4,475(46.6)	—	215(5.6)
1957	18,133	7.1	26.3	—	0.38	1,948(43.7)	5,695(45.3)	—	267(4.9)
1958	27,508	7.6	28.2	1.0	—	3,067(45.5)	12,095(41.3)	23(46.7)	—
1959	23,657	8.2	26.8	1.4	—	3,203(45.6)	9,742(39.6)	248(40.7)	—
1960	12,507	7.8	26.4	1.3	—	1,386(45.5)	3,706(40.4)	134(48.3)	—
1961	10,642	6.6	24.8	1.6	—	996(43.7)	2,092(49.7)	265(40.3)	—
1962	12,423	6.0	25.0	1.5	—	1,069(41.5)	2,672(48.1)	294(43.9)	—
1963	14,666	6.1	25.6	2.4	—	406(37.0)	2,722(48.2)	418(53.2)	—
1964	17,009	5.5	23.2	2.1	—	354(41.2)	4,147(43.3)	358(53.0)	—
1965	22,340	2.8	20.1	1.3	—	276(37.1)	7,324(40.6)	393(50.1)	—
1966	28,792	2.7	18.9	1.2	—	524(41.2)	9,499(39.8)	384(47.1)	—
1967	16,045	4.8	25.8	1.6	—	1,143(41.6)	7,034(40.6)	500(39.6)	—
1968	26,271	4.1	20.6	1.1	—	1,594(43.0)	5,403(39.8)	391(44.9)	—
1969	30,686	4.2	18.5	0.9	—	1,802(43.9)	4,381(41.4)	362(41.7)	—
1970	24,990	5.6	20.5	1.0	—	2,141(44.0)	6,761(39.8)	258(46.7)	—
1971	19,114	7.7	26.4	1.0	—	2,951(44.3)	3,096(45.1)	219(52.0)	—
1972	12,966	6.9	25.3	1.6	—	1,810(42.7)	1,508(46.4)	259(54.7)	—

1) 精鉱中含有金属量 亜鉛11,335 t, 錫2,102 t, 銅25 t, 硫化鉄鉱中の硫黄37,192 t

2) この表のほか、1950—1952の期間 硫化鉄鉱8,725 t (S33.1%), 亜鉛鉱99.8 t (Zn 11.5%) を出鉱した。

超塩基性岩中の脈状鉱床……………銀じき, 観音滝坑

祖母山火山岩中の脈状鉱床……………檜山坑

1号鉱床は石灰岩層を交代するスカルン—高温熱水性の錫・亜鉛・硫化鉄鉱床で、ほぼ同1層準のいくつかの石灰岩層を母岩とする中部鉱体・北部鉱体・螢石鉱体・東第1鉱体および東第2鉱体などから

なる(第76・77図)。それらをあわせた開発範囲は、水平延長が石灰岩層の走向である北西—南東方向に約250m、上下延長がほぼ150mである。露頭は小規模にすぎないが、その直下の4号坑で黄鉄鉱を主とする筒状鉱体となり、その下部の1号坑から、さらに15m下位の大切坑レベルでは閃亜鉛鉱を多量に賦存する30m×150mの水平的ひろがりをもつ優勢な鉱体となった。これが中部鉱体で、大切坑レベル以下でしだいに錫石の含有が多くなり、-30m、-45m、-60m、-75mの各レベルにはいくつかの錫富鉱部が出現している。

この中部鉱体は-75m以下ではいくつかに分岐してしだいに劣化するが、それとともに北西方および南東方にやや性質のことなる鉱体が出現する。北西のものすなわち北部鉱体は磁硫鉄鉱を主とし、少量の銅鉱および錫鉱を伴い、最大幅20mで北へむかってその走向をしだいに北東に変えながら続いている。北東延長は超塩基性岩の盤際にそう脈状鉱床となる。中部鉱体と北部鉱体の接合部付近に螢石巨晶の濃集する特異なレンズ状鉱体がある。南東のものは径15mでいどの2個の筒状鉱体で錫・亜鉛・硫化鉄鉱からなり脈石として菱マンガン鉱を顕著に伴ない、それぞれ上下に長く延長する。

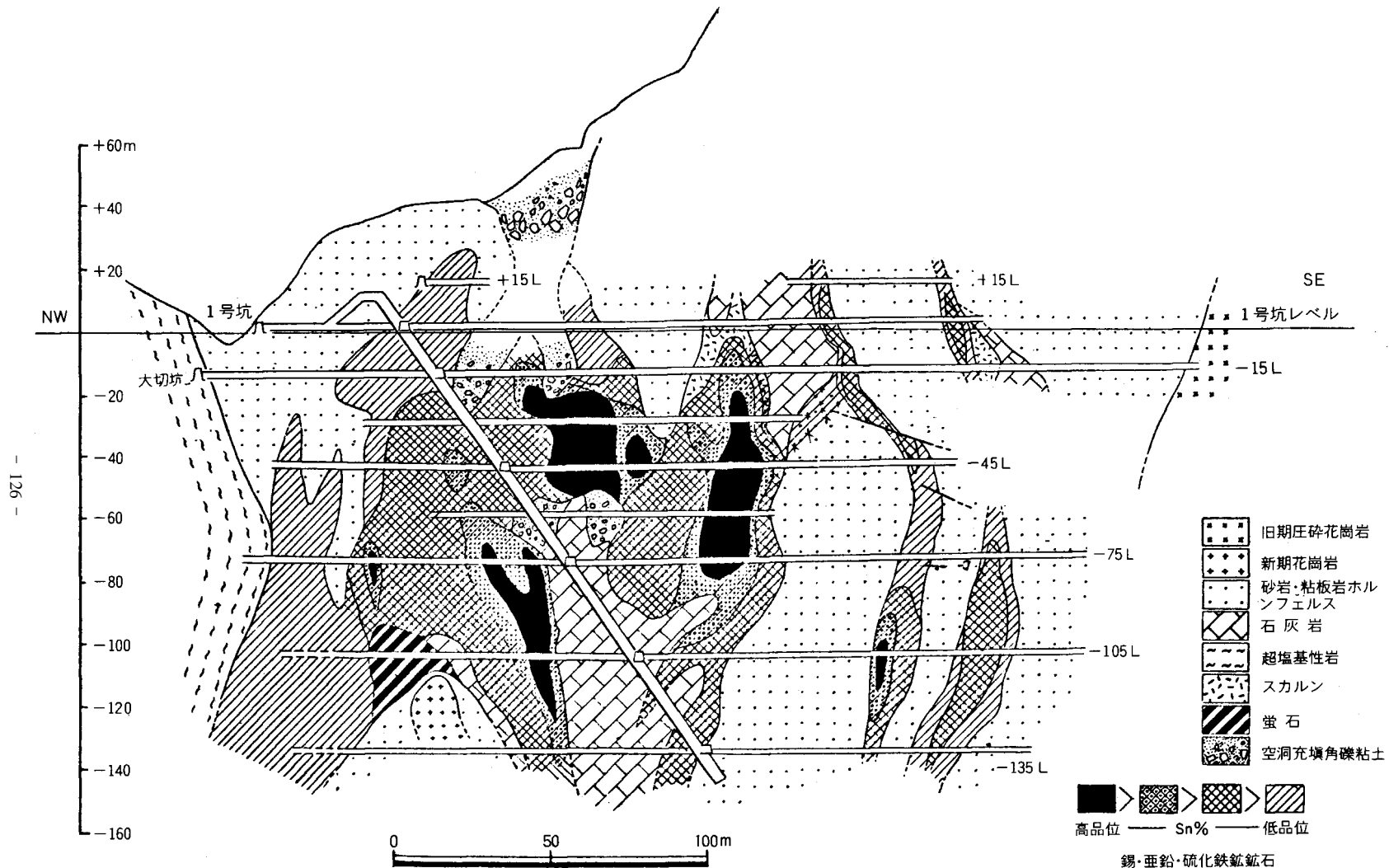
これらの各鉱体群の母岩石灰岩は断続しつつもほぼ1つの層準に属している。その北方延長は北東方向へ、南方は南東から東方へ彎曲してゆるい褶曲構造をなし、鉱体の水平分布もそれにしたがっている。

いずれの鉱体においても、金属鉱石は石灰岩を直接交代することが多く、スカルンに伴うものはむしろ少い鉱床をつくる鉱物のうち、金属鉱物として最も多いのは、下部においては磁硫鉄鉱、上部においては黄鉄鉱であり、鉄閃亜鉛鉱がそれに次ぐ。優勢な鉱化部分は石灰岩の残存も少なくなっているが、その反面、方解石・苦灰石およびクトナホラ石CaMn(CO₃)₂などの炭酸塩脈石鉱物が多量に存在する。

これらの造鉱床鉱物の晶出順序をまとめると第15表のようになる。鉱化作用はこのように数回の上昇鉱液からの晶出によって進行したが、それぞれの晶出期については下部から上部へ、または中心部から周辺部への累帯配列が認められることがある。しかしそれよりも、晶出期のことなる鉱物が重複して分布する現象がいちじるしいため、1号鉱体の全体としてはむしろテレスコープ化現象の方がめだっている。

第15表 豊栄鉱山1号鉱床の鉱物晶出順序

鉱化期および鉱化作用の性質	晶出鉱物
第I期 (母岩石灰岩のスカルン化)	灰鉄ざくろ石・灰鉄輝石・珪灰石
第II期 (翻素鉱化)	斧石・ベスブ石・電気石・石英
第III期 (初期金属鉱化—塊状鉱石の形成)	磁硫鉄鉱・黄銅鉱・鉄閃亜鉛鉱・方鉛鉱・自然蒼鉛
第IV期 (中期金属鉱化—晶洞性鉱石の形成)	
a 黄鉄鉱鉱化	黄鉄鉱・白鉄鉱・硫砒鉄鉱
b 錫および亜鉛鉱化	錫石・黄錫鉱・閃亜鉛鉱・マラヤ石・石英
第V期 (後期金属鉱化)	
a アンチモンおよび錫鉱化	ヘルツェンベルグ鉱・フランキ鉱・毛鉱
b 脈石鉱物の大量晶出	螢石・苦灰石・クトナホラ石・菱マンガン鉱・絹雲母・菱鉄鉱
第VI期 (不毛方解石晶出)	方解石



第77図 豊栄鉱山1号鉱床走向断面図

Profile along the strike of the No. 1 deposit of the Hoen Mine.

硫化鉄鉱は初期には磁硫鉄鉱を主とするが、中期および後期の鉱化作用では磁硫鉄鉱の白鉄鉱化とともに鉱体中心部に粗粒の黄鉄鉱が晶出して硫化鉄の富鉱部をつくる。硫化鉄鉱物の挙動に対応して、亜鉛鉱も初期はCu-Fe-S系鉱物を包有する鉄閃亜鉛鉱、中期のそれは黄錫鉱と密接に共生する閃亜鉛鉱で、ともに鉄の含有量が多い。錫の大部分は錫石として存在し、一部は黄錫鉱、ヘルツェンベルグ鉱およびフランキ鉱などの硫化錫鉱物およびくさび石族の特殊な錫鉱物であるマラヤ石などである。錫品位分析は鉱石を酸処理して硫化鉱物を溶解し去った試料について行なうので、第14表のそれは錫石のみに由来する品位である。この平均品位が多年にわたって1-2%を維持したのは錫鉱山として出色の存在であろう。

一方、黄錫鉱は上部にやや濃集しており、開発の初期2年間に銅精鉱としてCu5%程度の鉱石を約500トン出荷したのは、黄錫鉱・黄銅鉱・閃亜鉛鉱の3者の混合精鉱であった。これは黄錫鉱が鉱石として売鉱された珍しい実例といえよう。

鉱石中にはそのほかの金属も含まれ、たとえばある試錐岩芯の標本分析につきの例がある（大分県工鉱課による）。

Au 0.3g/t, Ag 30.3g/t, Cu 0.47%, Pb 0.24%, Zn 8.55%, Fe 31.26%, Sn 0.07%, S 28.45%

脈石鉱物として通常知られる石英と方解石のほか、1号鉱体に多いのは苦灰石系の鉱物すなわち苦灰石CaMg(CO₃)₂-鉄苦灰石Ca(Mg, Fe)(CO₃)₂-クトナホラ石CaMn(CO₃)₂である。淡紅-淡クリーム色のクトナホラ石は方解石と見誤られるが、1号鉱体に多量に分布している。このほか周辺部には菱マンガン鉱も多い。

豊栄鉱山に属するそのほかの前述のような鉱床は、形態はことなっているが、造鉱床鉱物やそれらの晶出順序は共通し、ただ1号鉱床の鉱化期のそれぞれいずれかの時期のものが卓越している。すなわち嘉五郎坑、檜立坑および檜山坑は錫石（ただし低品位鉱）が、銀じきは方鉛鉱（含銀）が、また観音滝坑は硫化鉄鉱がそれぞれに主要鉱石となる。銀じきから観音滝へつづく超塩基性岩を母岩として脈状鉱床は消長しながらもよく連続している。脈幅は数cm-数10cmであるが鉱液上昇通路として超塩基性岩の断裂構造が重要な役割りをなすことを知る。

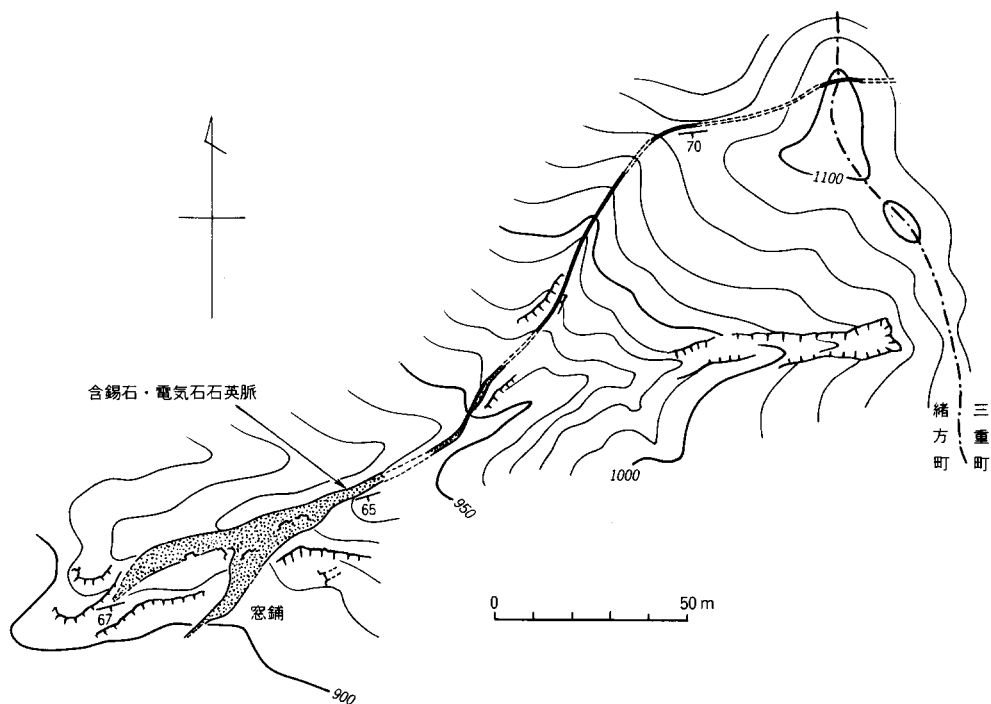
勇ガ鶴^{ゆう かつる}鉱山（大分県大野郡緒方町滞迫）

豊栄鉱山の北東ほぼ2kmにあり、窓^{まど}鋪（錫）および勇ガ鶴坑（亜鉛）の2鉱床からなつて豊栄の支山である。窓鋪は明治以前に大阪の枅屋某が採掘し、磨鉱一椀汰によつて錫鉱を得たという旧坑があるが近年採掘されたことはなく、1965年に剝土探鉱がなされたのみである。勇ガ鶴坑は明治39年に河村亀四郎によつて、また大正年間にファールブランドン合資会社によつて、いずれも亜鉛鉱を目的に開坑されたが、あまりにも立地条件わるく放棄され、以後今日まで再開されたことがない。

両鉱床はともに祖母山火山岩に属する輝石安山岩を母岩とし、地質はきわめて単純である。

窓鋪は奥岳川右支流の一つである勇ガ鶴谷の上流右支谷にあり、海拔1,000m-1,100mの高所にほぼ東西に走る1条の鉱脈がある。露頭下500mの位置までは自動車を通ずるが、それからはただひとすじの山道があるのみの、きわめて不便な場所である（第78図）。

鉱床は錫石を含む電気石石英脈で硫化物にとほしく、ごく少量の黄鉄鉱と硫砒鉄鉱を伴う。走向N65



第78図 勇ガ鶴鉱山窓舗露頭平面図。

Outcrop of the Madojiki Vein, a cassiterite-bearing tourmaline-quartz vein, of the Yugatsuru Mine. Host rock is pyroxene andesite.

-75° E, 傾斜65-70°の鉱体のうち、下盤側がとくに正規鉱脈 (regular vein) の状況を示し、上盤は安山岩中に平行状細脈集合または網状脈として石英や電気石が入りこんでいる。脈幅は西方で4mていどを示すが東方上部は縮小して0.5-0.7mとなる。どの部分も母岩の珪化はいちじるしい。これらの性質は豊栄鉱山付近のものとは異なり、むしろ尾平鉱山の錫鉱脈群に類似している。

窓舗鉱脈は露頭部の走向延長210mが確かめられているが、その東方はなお緒方・三重の両町界の尾根をこえて三重町側へのびている。また上下は比高130mの間に連続している。採取された17個の試料の錫品位は0.05-1.58%、平均0.44%である。

勇ガ鶴坑は窓舗の南方にあって、深い溪谷によりへだてられ、急斜面を横にたどるただひとすじのコースがあるのみの、きわめで不便な位置にある。鉱床は暗灰色-灰緑色の輝石安山岩中のN80° W, 80° Sの1条の鉱脈である。その平均脈幅は0.4-0.6mにすぎないが閃亜鉛鉱を主とするやや高品位の鉱石からなる。そのほかに方鉛鉱、硫砒鉄鉱、磁硫鉄鉱および黄鉄鉱などの金属鉱物を伴い、また一部に石英および菱マンガン鉱をみとめる。

平林武 (1912) の報告によれば、閃亜鉛鉱を主とする鉱石の分析値の一例はZn 41.20%, Ag 0.0266%である。閃亜鉛鉱は含鉄種 (マーマタイト) であって、微細な磁硫鉄鉱およびマッキナウ鉱の粒子を包有している。

古く開発された坑道は上下2つあり、上部坑は東向きに鉱脈を追って80m掘進、またその下方25mの下部坑は南向きの立入れで20m掘進、未着鉱である。

内ノ口鉱山（大分県大野郡緒方町湯ノ迫）

この鉱山も豊栄鉱山に合併されてその支山となっているが、古くは豊栄よりも内ノ口の名称が著名であった。すなわち明治一大正年間に大阪舗および松ノ木舗が含銀方鉛鉱を目的に開発され、美しい結晶鉱物の産地としても知られていたのである。

内ノ口鉱山も海拔700m付近の高所にあり、湯ノ迫谷の上流右岸、轟岳の7合目に位置している。湯ノ迫部落までは緒方駅または牧口駅から自動車を通ずるが、それより徒歩ほぼ2時間を要する。

付近は勇ガ鶴と同じく、祖母山火山岩類の後期噴出物である輝石安山岩およびその火山砕屑岩からなる。

主脈の松ノ木舗は走向ほぼWNWで北傾斜する幅約1mの硫化物を主とする鉱脈である。鉱石鉱物は方鉛鉱を主目的としたが、そのほか閃亜鉛鉱・磁硫鉄鉱などを多く伴う。方鉛鉱は2,000g/tていどの銀を含むいわゆる銀鉛鉱である。閃亜鉛鉱はマーマタイト種の黒色結晶からなる。これらのほか石英および菱鉄鉱を脈石として伴うが、とくに菱鉄鉱は結晶面がいちじるしく弯曲するとともに多数集合し、ばらの花状をなす特異な標本をみとめる。

鉱脈母岩は黄鉄鉱の鉱染がいちじるしく、またしばしば大小の黄鉄鉱脈が母岩の安山岩中に生じている。鉱脈の上部は酸化帯となり、粘土中に白鉛鉱（俗称ナマリシロコ）を含み、かつて多産したという。

轟鉱山（大分県大野郡清川村左右地）

奥岳川の右支流轟谷をさかのぼり、さらに西南にわかれる伊毛谷^{いぼ}の左岸山地にあって、緒方駅から南方直距離9kmに位置する。上述の内ノ口鉱山とは約2kmをへだてるが、古くから両者ともに銀鉛鉱を目的に稼行され、古記録によれば1677年に発見されて、竹田（岡）藩の直営であったという。たとえば19世紀初頭の豊後国志に『内口山、轟山並びに傾山の北に在り、山中洞穴多し。蓋し皆廢坑なり。相伝う往時この地、白銀・鉛・錫、多く出て、山中市をなす。数頃の間、居民の屋跡なお存す。且つ古墳墓多し。今旧坑に入りて錫を採る。皆上品なり。但し得るところ僅々のみ』とある。調査当時は地元の佐保栄氏が小規模に探鉱作業中であった。

現在みられるのは、伊毛谷斜面の水抜坑と、それより西に山嶺をこえたところにある鉱脈露頭およびそれに開坑する1坑から5坑にいたる5つの旧坑である。露頭は粘板岩ホルンフェルス中の走向N58°E、傾斜30-50°Nの鉱脈で、厚さ20cmの石英脈を中心に、その両側がセリサイト化および黄鉄鉱化をうけた鉱化帯からなる。2坑は脈にそって南に掘下りほぼ25mで中段水平坑道を展開している。それまでの間はセリサイト化母岩中に石英および硫化物が網状に入り、かつ粘土化と褐鉄鉱化を伴う鉱化一変質帯で、中段坑では石英脈をみとめる。3坑および4坑は2坑の東方にある掘下りで、下部はかなり採掘されているという。5坑は走向N45°E、傾斜75°Sの石英脈を追って掘進するが、途中でEW系の脈と交叉するところに白色粘土を混える軟弱な石英質鉱石をみとめ、方鉛鉱を伴う銀黒類似の部分は含銀品位が高いといわれる。

水抜坑はホルンフェルス中を屈曲しつつほぼ西へむかう水平坑道で、WNW系（南に緩傾斜）の脈とNNE系（西に急傾斜）の脈とが交叉しつつ連続している。脈質は石英・粘土・黄鉄鉱の3者からなる。

大白谷鉍山（大分県大野郡三重町大白谷）

東隣の三重町図幅の中津牟礼川上流左岸にあり、豊肥線三重町駅から約23kmで大白谷部落へ、それより1kmで坑口付近に到達する。べつに牧口駅から清川村の轟をへて大白谷に至るコースもあり、その途中の中山付近からわかる旧林用軌道跡をたどれば大白谷鉍山の露頭直上に達する。

鉍山の歴史は明らかでないが、明治年間に銅鉍を目的として短期間操業し、そののちはほとんど開発されたことがない。

鉍山付近は祖母山火山岩類の安山岩の溶岩・火砕岩および流紋岩質溶結凝灰岩などのメンバーと、それに貫入する花崗斑岩の岩脈とからなるが、鉍床分布地付近のせまい範囲に古生層が分布する。この古生層は花崗斑岩にとりこまれた捕獲岩体のように見えるが、その実態は未解明である。

鉍床は火山岩・斑岩・古生層の3者いずれをも母岩としてほぼ東西に走る厚さ1m以下の1条の鉍脈であるが、古生層中にあるはスカルン化帯に移化している。西方上部から東方下部へむかって1坑—3坑の3個の坑道が開かれ、それぞれ坑内では南傾斜の脈を追って掘下っているというが、坑口埋没して不明である。上部の鉍石中には孔雀石・珪孔雀石・赤銅鉍・緑鉛鉍・藍銅鉍などの二次鉍物がみとめられ、また下部のそれは黄銅鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍などで、スカルン質のところは灰鉄輝石とともに磁鉄鉍を含む。

大白谷鉍山と、前掲の勇ガ鶴鉍山の間は溪谷がいくつにも派生して広範囲に祖母山火山岩類が分布し、その中に数多くの鉍床露頭がある。それらのうち勇ガ鶴鉍山の窓舗に近い西方の高所は電気石石英脈群、東方の斜面は硫化物脈群が多く、窓舗を中心として周辺へむかい、高温帯から低温帯に移る水平的鉍石帯状配列の現象として把握される。地表部に花崗岩体の露出はないが、金属鉍物探鉍促進事業団による深部試錐で花崗岩体の潜在をつかんだことは前述のとおりであり、このような貫入花崗岩体に起因する鉍化と、その帯状分布であることが推定できる。

鉍床のほとんどは未開発であるが、そのうちただ1カ所、大白谷鉍山南西方1.5kmの銀じきと称する旧坑は走向N80°E、傾斜80°S、脈幅0.3-0.4mの硫化物鉍脈を掘進している。黄鉄鉍・閃亜鉛鉍・方鉛鉍などをみとめるが、明治33年に白山鉍山として出鉍記録があるのはこの鉍床ではないかと考えられる。すなわち2.1トンの精鉍から銀3.3kg、鉛588kgを得ているので小規模ながら含銀方鉛鉍を産出したことを知る。

なお、上述の構造ボーリングにおいても、上下を通じて細脈をなす金属鉍物は数多く見出された。

そのほかの竹田図幅地域内における非鉄金属の鉍山として、緒方町土岩部落西方1kmの花崗斑岩中の鉍染状閃亜鉛鉍鉍床は亜鉛を目的に、また同町小原一中野間の峠付近、および竹田市緩木山付近のいづれも祖母山火山岩類中にある石英脈は金を目的に、それぞれ探鉍されたことがある。

VII. 2 マンガン鉍床

マンガン鉍床は図幅地域の東端に近い秩父帯北部帯に二、三の既知鉍床があり、層状—レンズ状形態をなし、チャートを母岩とするなどの、本邦古生層中のマンガン鉍床に共通する性質を有している。

吉村（1952）は古生層中のマンガン鉍床をいくつかの形式に分類したが、それらのうち、母岩としてチャートのほかに塩基性火山岩（または凝灰岩）の存在も顕著な富里型—穴内型—北見型の系列と、主

としてチャートのみに伴なわれる真名子型（一部は大和型および加蘇型）とが識別されることをのべた。両グループはその地質の環境と鉱石の性質がかなり異なっている。この地域にあるマンガン鉱床は前者のグループに属し、いずれも塩基性火山噴出物との随伴が見られる。

なお、マンガン鉱床は竹田図幅地域から東へこえて三重町および白杵の両図幅地域に多数分布している。吉村（1952）はこれらを白杵地域とよんで類似鉱床タイプからなる鉱床区とした。

御岳鉱山（大分県大野郡清川村）

轟部落の南方にあり、大白谷へむかう道路の主として東側の山地にいくつかの坑口がある。これらは御岳山（三重町図幅地域）を中心に発達する犬鳴—駒石—河原内の鉱床群の西端にあたり、いずれも一連のものである。古くから開発されたが合計精鉱量はほぼ1,500トンにとどまっている。

鉱山付近は輝緑凝灰岩（—緑色千枚岩）とチャートの互層からなり、鉱床はチャート、とくに塊状チャートを母岩とする塊状—レンズ状形態で、緑色岩および塊状チャートは鉱床に接するところで赤色となっている（いわゆる赤盤化）。鉱石は淡紅—淡灰褐のばら輝石を主とし、ブラウン鉱・白色菱マンガン鉱（白タンマン）および褐色菱マンガン鉱（あずきタンマン）などを伴う珪マン—炭マン鉱石である。

そのほかのマンガン鉱山

轟部落の南西方1kmに轟マンガン鉱山がある（前述の轟鉱山とはべつ）。付近は緑色岩・粘板岩およびチャートなどの互層を主とし、鉱床はチャートまたは緑色岩（輝緑岩）中にある。付近にある新第三紀の花崗斑岩岩脈による熱変成をうけて鉱石は変質し、テフロ石・ばら輝石およびアラバンド鉱などを生じている。

御岳鉱山のマンガン鉱床の南西方延長は、伊毛谷に出現し、その右岸（左岸には前述の新第三紀鉱脈からなる轟鉱山がある）のチャート中に露頭を有し、べつの鉱山として探鉱された（鉱山名不詳）。

VII. 3 非 金 属 鉱 床

図幅内に陶石とかんらん岩とが分布している。両者はともに法定鉱物ではないがここにのべておく。ただし採掘出鉱の実績はない。

陶石は清川村の轟の西方から緒方町の湯ノ迫にかけてのびる花崗斑岩岩脈の一部に生じている。やや硬質（珪質）であり、白色化とともに酸化鉄の褐色汚染をかなり伴うので、利用可能な部分は地表で見るかぎりでは多くない。

かんらん岩は地質の項でのべたとおり、竹田図幅地域南縁部の豊栄鉱山付近から三田井図幅地域にかけて分布する超塩基性岩体のかなりの部分を占める。最も良質のものは苦土かんらん石を主とする淡緑灰色のダンかんらん岩であるが、そのほかに蛇紋岩や滑石化部分もある。鏡検およびX線粉末法試験などによると、構成鉱物は苦土かんらん石（F）、蛇紋石（S）および滑石（T）の3者からなるが、それぞれの消長によってF型、FS型、FTおよびFST型の4岩型にわけることが出来る。苦土成分（MgO）は43-49%、灼熱減量は2-4%でいどで、国内で採掘されている北海道幌満岩体や四国東赤石岩体にほぼ準ずる品質である。また肉眼的にダンかんらん岩と認められる塊状のもの（上記の4岩型のいずれれ

か)は、耐火度SK30以上を示し、最高はSK36に達する。好ましくない成分として、石灰 (CaO) は少く、それは鉱物学的には輝石の少いことによる。しかしその反面、微細な鉄鉱物を包有し、酸化鉄 (FeOおよびFe₂O₃) は8%以上となるものが多い。

かんらん岩の利用は、最も高級な用途が①鑄鋼用の造形砂 (いわゆるオリビンサンド) で、次いで②耐火材・炉床材があり、また製鉄—製鋼用としての大量利用には、③均熱炉の炉床材および④高炉製鉄溶材などがある。この地区に賦存するもののうち、苦土かんらん石を主とするダンかんらん岩は十分に①の目的に使用可能であり、②にも向けることが出来る。しかし③と④については、大量廉価な各地の蛇紋岩にくらべて、採掘や搬出の立地条件がやや劣るようである。

VII. 4 石 材 ・ 砕 石

Aso-4AおよびAso-4B火砕流の溶結部が、しまっていて、且つ硬すぎず、加工し易いので、各所で小規模に採石され、間知その他に利用された。

大野川層群の黒色頁岩が、緒方町大久保付近で採取され、路面にしくバラスとして使用されている。

文 献

- 赤木 健 (1933) 7万5千分の1地質図幅「山鹿」および同説明書. 54 p. 地質調.
- 安齊俊男・井上秀雄 (1952) 大分県大野郡長谷川村豊栄鉱山硫化鉄鉱床調査報告. 地調月報, vol. 3, p. 157-165.
- 荒牧重雄 (1969) 鹿児島県国分地域の地質と火砕流堆積物. 地質雑, vol. 75, p. 425-442.
- 有明海研究グループ (1965) 有明・不知火海域の第四系. 地団研専報, no. 11, 86 p.
- 藤田至則 (1969) グリーンタフ変動と島弧・グリーンタフに関する諸問題. 日本地質学会討論会資料集. p. 23-30.
- 郷原保真・新堀友行・鈴木康司・野村 哲・小森長生 (1964) 北九州の第四紀層に関する諸問題. 資源研彙, no. 62, p. 83-108.
- 平林 武 (1912) 勇ヶ鶴鉱山, 亜鉛鉱床調査報文 (一), p. 163-166. 農商務省鉱山局.
- 堀越和衛 (1957) 四国石鎚山付近の地質. 愛媛大学紀要, ser. 2, vol. 2, p. 127-143.
- 福岡通商産業局鉱山部 (1959) 九州の金属鉱業. 372 p. 九州地方鉱山会.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下 昇 (1956) 黒瀬川構造帯 (四国秩父累帯の研究Ⅲ). 地質雑, vol. 62, p. 82-103.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1965) 放射性炭素による¹⁴C年代測定. 地質ニュース, no. 133, p. 20-27.
- 岩崎文嗣・小野晃司 (1967) 阿蘇火砕流堆積物ⅢA中の塩素の垂直分布. 火山, 2 nd ser., vol. 12, p. 1-10.
- 神戸信和 (1957) 5万分の1地質図幅「鞍岡」および同説明書. 51 p., 地質調査所.
- ・寺岡易司 (1968) 白杵地域の地質, 63 p., 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅),

地質調査所.

- 龜山徳彦 (1968) 関門地方の第四系. 地質雑, vol. 74, p. 415-426.
- 兼岡一郎・小嶋 稔 (1970) 日本の火山岩の放射性元素年代. 火山, 2nd ser., vol. 15, p. 10-21.
- KANO, H. (1967) On the co-existence of granite-bearing Tertiary and Paleozoic conglomerates in the Mitate district of Kyushu, Japan. *Proc. Japan. Acad.*, vol. 43, p. 895-900.
- 加納 博 (1967) 九州の二疊紀礫岩に含まれる花崗質岩石の化学成分—含花崗質礫岩の研究 (その15). 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 24-33.
- ・吉田秀敏・蛭子貞二 (1962) 薄衣式 (古生代) 礫岩としてのいわゆる見立礫岩について. 地質雑, vol. 68, p. 209-218.
- 唐木田芳文 (1966) 根子岳溶岩の捕獲岩. 西南大文理論集, vol. 6, p. 117-130.
- ・宮地貞憲 (1973) 大分県大白谷のロジジンジャイト中のハイドログロッシュラー. 西南大文理論集, vol. 14, p. 15-22.
- 加藤武夫 (1932) 祖母山地塊に発達する火成岩と鉱床の地質時代に就て (要項). 地質雑, vol. 39, p. 273-276.
- (1937) 新編鉱床地質学. 757 p., 富山房, 東京.
- KIGOSHI, K. and KOBAYASHI, H. (1965) Gakushuin natural radiocarbon measurements IV. *Radiocarbon*, vol. 7, p. 10-23.
- , LIN, D.-H. and ENDO, K. (1964) Gakushuin natural radiocarbon measurements III. *Radiocarbon*, vol. 6, p. 197-207.
- KOBAYASHI, T. (1941) The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo*, Ser. 2, vol. 5, p. 219-578.
- 小島丈児 (1973) 中央構造線で失われた地質体. 中央構造線, 東海大出版会, p. 253-261.
- 国土地理院地殻調査部 (羽田野誠一) (1976) 九州中部の変動地形. 地震予知連絡会報, vol. 15, p. 165-167.
- 久多羅木儀一郎 (1951) 大分県地下資源史考. 大分県の地質と地下資源. 大分県総務部企画調査課 p. 89-114.
- 九州農政局計画部資源課 (初倉克幹) (1970) 大野上流地区ダムサイト予察報告. 九州農政局部内資料, 13 p.
- LIPMAN, P. W. (1967) Mineral and chemical variation within an ash-flow sheet from Aso caldera, southwest Japan. *Contr. Mineral and Petrol.*, vol. 16, p. 300-327.
- 町田 洋・新井房夫 (1976) 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—. 科学, vol. 46, p. 339-347.
- 松本達郎 (1936) 九州大野川盆地の地史学的研究 (I, II). 地質雑, vol. 43, p. 758-786, 815-852.
- MATSUMOTO, T. (Editor) (1954) The Cretaceous System in the Japanese Islands. *Jap. Soc. Promotion Sci.*, Tokyo, 324 p.

- and NODA, M. (1966) Notes on *Ammonites brvaisianus* D'ORBIGNY from the Cretaceous of France. *Proc. Palaeont. Soc. Japan.*, N. S., no. 64, p. 359-365.
- and KANMERA, K. (1949) Contributions to the tectonic history in the Outer Zone of South-west Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geology, vol. 3, p. 77-90.
- 松本徂夫 (1963) 北中部九州における後期新生代の火山活動. 九大生産科学研究所報告, no. 34, p. 1-21.
- ・橋本 勇 (1963a) 宮崎県見立地域の層序と構造. 九大教養地研報, vol. 10, p. 39-54.
- ・—— (1963b) 見立層基底の不整合について. 地質雑, vol. 69, p. 378-387.
- ・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.
- ・宮久三千年 (1973) 九州・祖母山火山岩体にみられるカルデラ型式の陥没構造. 地質雑, vol. 79, p. 99-111.
- 松本唯一 (1933) 似而非阿蘇溶岩類 (その二), 火山, vol. 1, no. 4, p. 1-20.
- (1952) 阿蘇火山, 地質巡検案内書. 52 p., 九大理, 地質教室.
- (1960) 九州における溶結火山砕屑岩のあるものについて (演旨). 火山, 2nd ser., vol. 5, p. 66.
- (1970) 九州の火山 (二), 西日本文化, no. 67, p. 6-17.
- MATUMOTO, T. (1943) The four gigantic caldera volcanoes of Kyūshū. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 19, sp. no., 57 p.
- 松下久道 (1941) 大分県木浦宮崎県見立地方の地質. 九大理研報 (地質), vol. 1, p. 1-3.
- MILLER, J. A., SHIBATA, K. and KAWACHI, Y. (1962) Potassium-Argon ages of granitic rocks from the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 13, p. 712-714.
- 満塩博美 (1971) 北九州および山口県における八女粘土層 (=阿蘇新期溶結凝灰岩). 地質学会関西支部報, no. 71, 西日本支部報, no. 54, 合併号.
- 宮地貞憲 (1964) 大分県本匠変成岩および三国圧砕花崗岩類の化学成分. 九大理研報 (地質), vol. 7, p. 17-24
- ・富田 達・野田光雄 (1963) 大分県三重町・本匠村の先カンブリア紀岩類. 九大教養地研報, vol. 10, p. 21-37.
- 宮久三千年 (1953-1954) 尾平鉱山銅砒脈の硫化物鉱床 (I), (II), (III). 九州鉱山学会誌, vol. 21, p. 93-101, vol. 22, p. 149-161, p. 146-155.
- (1958) 尾平鉱床区の研究—花崗岩に伴う鉱床の2, 3の問題. 地球科学, no. 23, p. 15-24.
- (1958) 尾平鉱山の接触交代鉛亜鉛鉱床 (I), (II), (III). 九州鉱山学会誌, vol. 26, p. 11-25, p. 184-196, p. 284-289.
- ・橋本 勇・松本徂夫 (1971) 見立礫岩の地質時代ならびに堆積時の古地形と古洞くつ. 松下久道教授記念論文集, ser. 2, p. 103-112.

- ・野田雅之 (1964) 大分県豊栄鉱山のヘルツェンベルグ鉱とその共生. 鉱物学雑誌, vol. 6, p. 349-360.
- 宮本 昇・柴崎達雄・高橋 一・畠山 昭・山本莊毅 (1962) 阿蘇火山西麓台地の水理地質—日本の深層地下水 (第一報). 地質雑, vol. 68, p. 282-292.
- NAGAI, K. (1959) Some geomorphological problems of the Ishizuchi Range, Shikoku. *Mem. Ehime Univ.*, part. 2, vol. 3, p. 251-263.
- 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
- 西村 進・笹島貞雄 (1972) フイッション・トラック法による日本新第三系の年代測定. 日本地質学会第79年学術大会講演要旨集, p. 36-37.
- 野田光雄 (1959) 大分県豊栄鉱山付近の地質——特にゴトランド紀層の分布について. 九大教養地研報, vol. 6, p. 1-8.
- NODA, M. (1960) A Gotlandian coral newly found in the Hoei Mine, Oita Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. (Geol.), spec. vol. 4 (Hanzawa Memorial Vol.), p. 135-126.
- 野田雅之 (1969) 九州大野川層群の化石層序学的研究. 九大理研報 (地質), vol. 10, p. 1-10.
- OIDE, K. (1968) Geotectonic conditions for the formation of the Krakatau-type calderas in Japan. *Pacific Geology*. 1, p. 119-135.
- 大分県 (1970) 大分県営菅生地区畑作振興事業昭和45年度深層地下水調査報告. 大分県部内資料.
- 大分県商工労働部工鉱課 (1975) 耐火物資源としての本谷山かんらん岩—大分県緒方町上畑～尾平一. 1-21 p.
- 小野晃司 (1963) 5万分の1地質図幅「久住」および同説明書. 106 p., 地質調査所.
- (1965) 阿蘇カルデラ東部の地質. 地質雑, vol. 75, p. 365-374.
- (1969) 阿蘇火砕流の粒度組成 (演旨). 火山, 2nd ser., vol. 14, p. 149-150.
- ・大森えい (1971) 阿蘇火砕流の化学成分 (要旨). 地学5学会連合学術大会演旨, p. 313.
- ・清水明裕・本田喜代子 (1972) Aso-4火砕流の軽石の色 (演旨). 火山, 2nd ser., vol. 17, p. 39.
- ・曾屋竜典 (1968) 阿蘇カルデラの火砕流の層序 (演旨). 地質雑, vol. 74, p. 101.
- ・渡辺一徳 (1974) Aso-2火砕流堆積物の二次流動. 火山, 2nd ser., vol. 19, p. 93-110.
- 大島恒彦・唐木田芳文・宮地貞憲・山本博達・井上 保 (1971) 朝地変成岩類. 松下久道教授記念論文集, p. 381-390.
- 斉藤正次・神戸信和・片田正人 (1958) 5万分の1地質図幅「三田井」および同説明書. 77 p., 地質調査所.
- SHIBATA, K. and NOZAWA, T. (1968) K-Ar ages of granitic rocks of Ashizuri-misaki, Takatsukiyama

- and Omogo, Shikoku, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 19, p. 223-228.
- 柴田 賢・小野晃司 (1974) 九州中部, 大野火山岩類の K-Ar 年代. 地質調月, vol. 25, p. 663-666.
- 首藤次男 (1953) 豊州累層群の地史学的研究 (I), 地質雑, vol. 59, p. 225-240.
- 曾屋竜典・小野晃司・古川俊太郎・渡辺一徳 (1975) 1975年1月の阿蘇北部地震. 地質ニュース, no. 251, p. 1-9.
- ・—————・奥村公男 (1974) 中新世三宅山流紋岩の斑晶とガラスの化学組成 (演旨). 地質学会81年大会要旨, p. 289.
- 鈴木建夫・小野晃司 (1963) 阿蘇火山火砕流堆積物の岩相変化と残留磁気の強さ. 火山, 2nd ser., vol. 8, p. 144-150.
- 高橋英太郎・河野通弘 (1968) 山口県における第四系—主として洪積統一と対比について. 山口大理報, vol. 18, p. 37-46.
- 田村昇市 (1967a) 九重山周辺における火山灰土の分布と類別・命名法. 日本土壤肥料学雑誌, vol. 38, p. 443-448.
- (1967b) 阿蘇山周辺における火山灰土の分布と類別・命名. 日本土壤肥料学雑誌, vol. 38, p. 449-453.
- 寺岡易司 (1970) 九州大野川盆地付近の白亜紀層. 地調報告, no. 237, 87 p.
- ТОМТА, Т. (1954) Geologic significance of the granite zircon, and discovery of the Pre-Cambrian in Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, ser. D, Geology, vol. 4, 135-161.
- 鳥山武雄 (1938) 日向国大崩山花崗岩体の進入機構について. 地理学評論, vol. 6, p. 1020-1026.
- (1953) 花崗岩漿の進入機構より見たる西南日本外帯の特異性. 信州大学教育学部研究論集, vol. 3, p. 176-204.
- 通商産業省 (1956) 豊栄鉱山. 未利用鉄資源第2輯, p. 403-411.
- (1957) 豊栄鉱山. 未利用鉄資源第3輯, p. 378-382.
- (1958) 豊栄鉱山, 祖母傾山系地区. 未利用鉄資源第4輯, p. 461-465, 470-473.
- (1959) 豊栄鉱山. 未利用鉄資源第5輯, p. 350-355.
- (1960) 豊栄鉱山, 傾山地区. 未利用鉄資源第7輯, p. 408-410, 412-414.
- (1961) 豊栄鉱山, 未利用鉄資源第8輯, p. 491-494.
- (1967) 昭和41年度広域調査報告書祖母傾山地域, 20 p.
- (1969) 昭和42年度広域調査報告書祖母傾山地域, 10 p.
- (1970a) 昭和43年度広域調査報告書祖母傾山地域, 10 p.
- (1970b) 昭和44年度広域調査報告書祖母傾山地域, 18 p.
- (1971) 昭和45年度広域調査報告書祖母傾山地域, 18 p.
- 浦田英夫 (1962) 福岡市周辺の低位平坦面の地史学的研究. 九大教養地研報, no. 8, p. 1-45.
- 渡辺一徳 (1975) 阿蘇カルデラ西側のAso-4火砕流について (演旨). 火山, 2nd ser., vol. 20, p. 180.

- (1976a) 阿蘇カルデラ西側のAso-4火砕流について, 続報 (演旨). 火山, 2nd ser., vol. 21, p. 126.
- (1976b) 阿蘇火砕流堆積物中の pull-apart structure について (演旨). 火山, 2nd ser., vol. 21, p. 125-126.
- ・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.
- 山崎正男 (1959) 噴火における水の役割. 火山, 2nd ser., vol. 2, p. 95-106.
- YEHARA, S. (1924) On the Izumi-Sandstone in the Onogawa basin (Prov. Bungo) and the same group in Uwajima (Prov. Iyo). *Jap Jour. Geol. Geogr.*, vol. 3, p. 27-39.
- 吉田武義 (1970) 四国・石鎚陥没カルデラと天狗岳火砕流. 岩鉱, vol. 64, p. 1-12.
- 吉村豊文 (1952) 日本のマンガン鉱床. 567 p., マンガン研究会, 福岡.
- (1969) 日本のマンガン鉱床, 補遺後篇. 九大理研報 (地質), 9 (特別号2), p. 487-1,004.

QUADRANGLE SERIES

SCALE 1: 50,000

Kagoshima (15) No. 23

GEOLOGY OF THE TAKETA DISTRICT

By

Koji ONO, Yukio MATSUMOTO, Michitoshi MIYAHISA,

Yoji TERAOKA and Nobukazu KAMBE

(Written in 1976)

Abstract

The Taketa district is located in the central part of Kyushu. Geologically it belongs to the Inner Zone of Southwest Japan in the north and the Outer Zone in the south.

It is topographically and geologically divided into two areas. The northern area, occupied by plateaus and hills, consists mainly of pyroclastics of the Aso Volcano with other volcanic rocks of Middle Miocene to Pleistocene age, underlain by the Upper Cretaceous Onogawa Group and the Asaji Metamorphic Rocks which belong to the Inner Zone of Southwest Japan (Fig. 8). The southern area is occupied by dissected high mountains, the Sobo-Katamuki Mountains, and composed of the Miocene Sobosan Volcanic Rocks with acid intrusive rocks underlain by the Paleozoic and Mesozoic rocks belonging to the so-called Chichibu Terrane which is a major geotectonic belt in the Outer Zone of Southwest Japan. Stratigraphy in the district is summarized in the Table 16.

Pre-Cenozoic rocks in the Chichibu Terrane are the Upper Paleozoic formations with older rocks as tectonic lenses, namely basic metamorphic rocks, cataclastic granite and the Silurian Tsuzura Formation, and with the intercalations of two probable Cretaceous formations, the Tsuchiiwa Formation and the formation at Yunosako.

Basic metamorphic rocks and cataclastic granite

Basic metamorphic rocks are mainly amphibolite with pyroxenite and schistose gabbro. Cataclastic granite is ranging from adamellite to granodiorite in composition and shows

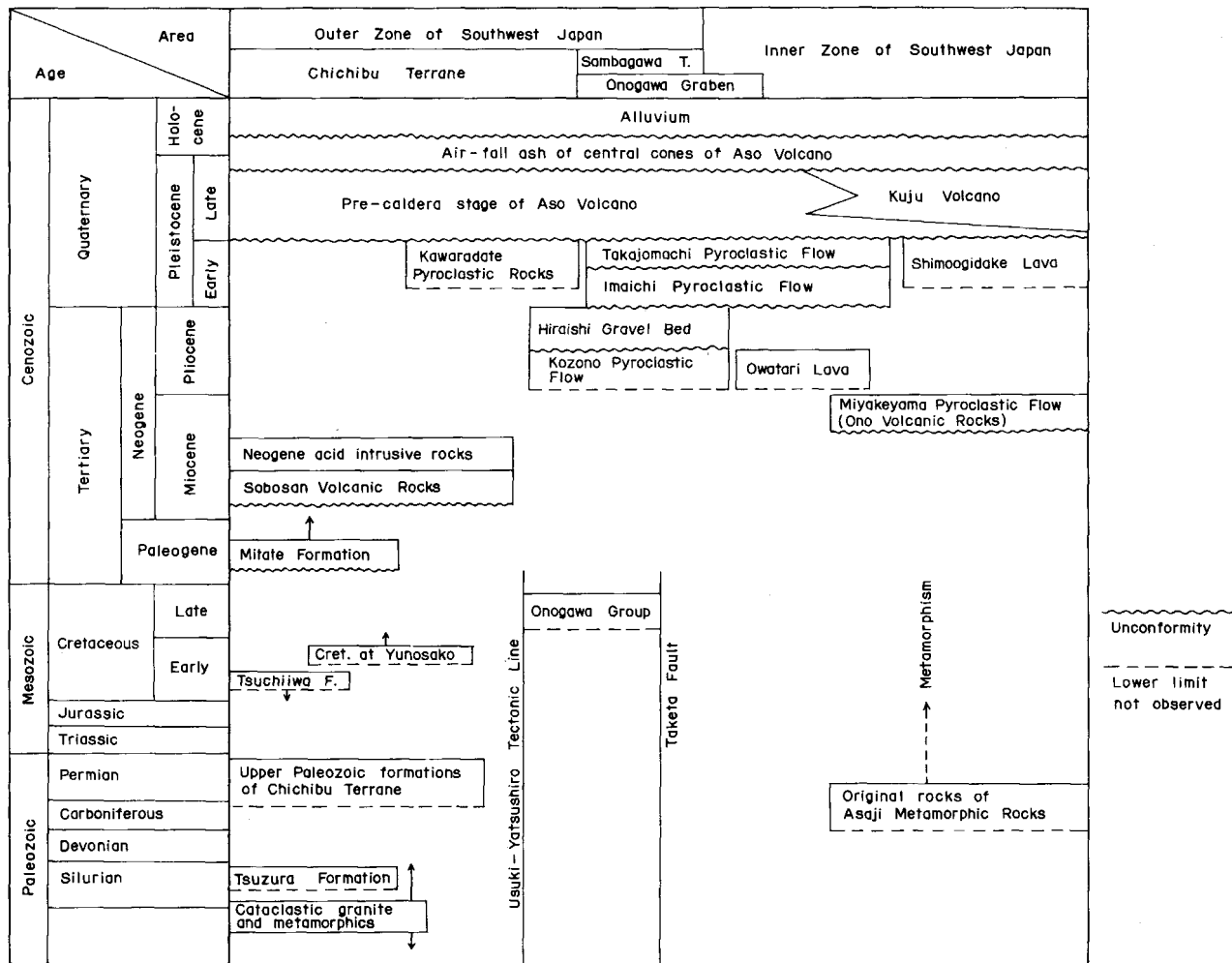


Table 16 Stratigraphic relations of rocks in the Taketa district.

cataclastic texture in a more or less degree. They crop out in a narrow belt, so-called Kurosegawa Structural Belt trending in a ENE-WSW direction, associated with the Silurian formation. These rocks are possibly pre-Silurian, though the basic metamorphic rocks are fault-bounded on the Paleozoic formations and the contact relation of the granite with the Silurian formation is obscured due to thermal metamorphism by the Neogene granite.

Tsuzura Formation (Silurian)

The Tsuzura Formation occupies a narrow belt of about 1.5km wide in the drainage area of the Tsuzura river and is composed of clayslate, sandstone, limestone, rhyolite and acid tuff. These rocks are metamorphosed to hornfels by the Neogene acid intrusive rocks. This formation is always bounded on the Paleozoic formation by serpentinite bodies probably invaded along faults. This formation is correlated to the Silurian by the fossils such as *Dania tsuzuraensis* NODA.

Upper Paleozoic formation in the Chichibu Terrane

Generally the Chichibu Terrane is divided into three belts, namely the Northern, the Middle and the Southern Belts. The first two distribute in this district.

The distributions of the Upper Paleozoic formations are divided by the Neogene volcanic rocks into two areas, namely the Kiyokawa area and the Tsuzura area in the southeastern part of this district.

In the Kiyokawa area there are distributed the Paleozoic formations belonging to the Northern Belt and the Middle Belt. In the Northern Belt the formations are mainly composed of green phyllite derived from basic tuff, diabase, black phyllitic clayslate and sandstone accompanied with chert and limestone. These formations are correlated to the Chinnanzan Belt in the northeastern Usuki district by the similarities in rock facies and the tectonic setting and accordingly their geologic age probably is Early Permian or older.

In the Middle Belt the formations are mainly composed of sandstone, clayslate and limestone. They are correlated to the Tsukumi Belt in the Usuki district by the similarities in rock facies and the tectonic setting and their geological age probably is Permian.

In the Tsuzura area there are distributed the Paleozoic formations of the Northern Belt. They are mainly composed of hornfels derived from banded phyllite and are probably correlated to the Chinnanzan Belt.

Ultrabasic rocks

The distributions of the ultrabasic rocks in the Chichibu Terrane are divided into two areas separated by the Neogene volcanic rocks. The greater part of ultrabasic rocks is serpentinite in the eastern area, and dunite is distributed more abundantly than serpentinite in the western part. They occur as lenticular or sheet-like bodies cutting the Upper Paleozoic formations, older rocks in the Kurosegawa Structural Belt as the Silurian Tsuzura Formation and probably the Early Cretaceous Tsuchiwa Formation. They are thermally metamorphosed by the Neogene acid intrusive rocks.

Besides above, a body of serpentinite and pyroxenite, probably associated with the Asaji Metamorphic Rocks, is found to the northeast of Taketa underlying younger volcanic rocks.

Asaji Metamorphic Rocks

The Asaji Metamorphic Rocks, derived from the Paleozoic formations, are mainly distributed to the north and northeast of this district. They had been probably metamorphosed regionally in a low grade, and then, suffered from contact metamorphism by the Early Cretaceous granite plutons. Metamorphosed lavas and tuffs of basalt with sandstone and shale crop out in two small areas near the northern border of the Taketa district.

Tsuchiwa Formation

The Tsuchiwa Formation is distributed in the upper drainage area of the Okutake river and is composed of shale and sandstone with minor conglomerate. Most of sandstone are fine- to medium-grained and alternate with shale in various manners. The conglomerate contains pebbles of chert, sandstone, clayslate, acid volcanic rock and leucocratic granite. This formation is considered to be the Lower Cretaceous.

Cretaceous formation at Yunosako

The Cretaceous formation is distributed in a narrow belt at Yunosako near the northern border of the Chichibu Terrane. This is composed of sandstone, shale and conglomerate and is bounded with the surrounding older rocks by faults. The sandstone is mainly medium-grained and the conglomerate contains pebbles of clayslate, chert and sandstone. The formation is assumed to be the upper Lower Cretaceous.

Onogawa Group

The Onogawa Group is a thick marine sequence of Cenomanian to Santonian age, and forms an asymmetrical synclinorium plunging to the northeast in the Onogawa Graben which is bounded by the Usuki-Yatsushiro Tectonic Line on the South, and the Taketa, Sashu and other faults on the north (Fig. 8). It shows remarkable lateral changes in lithofacies and thickness, and comprises four subgroups.

In this map area there sporadically crop out the upper part of the Lowermost Subgroup, the Ryozen Formation, and the lower part of the Lower Subgroup, the Okukawarauchi Formation (Figs. 15 and 16).

The Ryozen Formation is divided into two members. Both the members become finer in lithology and increase in thickness southward. The R1 member below is composed of sandstone and conglomerate with thick beds of fossiliferous shale. From the shale beds are obtained *Mesopuzosia pacifica* MATSUMOTO, *M. indopacifica* (KOSSMAT), *Subprionocyclus neptuni* (GEINITZ), *Otoscaphtes puerclus* (JIMBO), *Inoceramus hobetsensis* NAGAO & MATSUMOTO, *Pterotrigonia date-masamunei* (YEHARA) and many other pelecypods. The R2 member above is made up mainly of sandstone with frequent intercalations of shale, and contains *Inoceramus teshioensis* NAGAO & MATSUMOTO. Acid tuff layer occurs at three horizons in the formation.

The O1 member exposed in this district is the lowest part of the Okukawarauchi Formation, and consists of sandstone with minor conglomerate and shale.

In the Ryozen Formation are recognized *Inoceramus hobetsensis* and *I. teshioensi* zones. These fossils and associated ammonites indicate Upper Turonian. The overlying Okukawarauchi Formation yields no fossils diagnostic of age.

The conglomerate of the both formations contains cobbles to granules, rarely boulders,

of many kinds of igneous, sedimentary and metamorphic rocks, among them igneous rocks, especially granitic and acid volcanic rocks, being predominant. The metamorphic rocks include crystalline schists and gneisses which may have been derived mostly from the Ryoke metamorphic zone.

The sandstone composition is shown in Fig. 18. The lateral change of sedimentary facies and the paleocurrent pattern suggest that the Onogawa sedimentary basin was filled with the clastics derived mainly from the source area to the north.

Mitate Formation

The Mitate Formation rests unconformably on the Silurian Tsuzura Formation in a limited area. It consists mainly of boulder-bearing cobble and pebble conglomerate. This formation is probably of Paleogene.

Sobosan Volcanic Rocks and Neogene acid intrusive rocks

The Sobosan Volcanic Rocks are large Miocene volcanic complex formed by a cycle of igneous activities together with Neogene acid intrusive rocks intruding into them. The Sobosan Volcanic Rocks are divided into two: the early members, mainly of dacitic or rhyolitic lavas and pyroclastics, and the late members, mainly of andesitic lavas and pyroclastics with subordinate amounts of dacitic ones. The early members overlie unconformably the Mitate Formation and the Paleozoic rocks. The late members are distributed in depressions in older rocks or two calderas bounded by arcuate faults or acid dikes intruding into them. The Katamukiyama Caldera is the better defined one, 9km in the NW-SE and 6km in the NE-SW directions, and another one, possible caldera, is a block including the peak of Sobosan in the southern Mitai district (Fig. 8). Recent two drill hole data revealed downthrows more than 850 meters and more than 1,000 meters respectively for these depressions.

The Sobosan Volcanic Rocks are intruded by the acid intrusive rocks such as felsite, fine-grained granodiorite, granite porphyry-quartz porphyry and biotite granite, successively in the said order. Though a small body of the biotite granite is shown in the map, another body is found in the drill hole and both of them probably are satellites or cupolas of the Okueyama Pluton, 21m. K-Ar y., lying to the southeast of this district. The dike of granite porphyry bounding the Katamukiyama Caldera on the northeast is a part of a large ring dike system 40km by 20km in the NW-SE and the NE-SW directions encircling the central Okueyama Pluton. These acid intrusive rocks brought polymetallic ore deposits as skarns and veins.

Middle Miocene and Pliocene volcanic rocks and strata

The Ono Volcanic Rocks are volcanic formations of the middle Miocene, 14-15m. K-Ar y., and distributed mainly in the area to the north or northeast of the Taketa district. The Miyakeyama Pyroclastic Flow, the uppermost member of the Ono Volcanic Rocks consists of dense welded tuff of two-feldspar rhyolite lying at the northern margin of the district. Two Pliocene volcanic members crop out near the northeast corner of the district : those are, the Kozono Pyroclastic Flow of biotite rhyolite, and the Owatari Lava of pyroxene andesite. The Hiraishi Gravel Bed is composed of gravel of boulder-size with intercalations of smaller-sized gravel, sand, and mud. The bed represents probably fan deposits which were brought

out from the Sobo-Katamuki Mountains and accumulated at the foot of them in Pliocene age.

Early Pleistocene Volcanic Rocks

Early Pleistocene volcanic members in this district belong to those of calc-alkaline rocks which are distributed widely in central Kyushu. The Imaichi Pyroclastic Flow is a large-scale, mostly welded deposits of pyroxene rhyolite and came from the source possibly located to the north of the Taketa district. The Kawaradate Pyroclastic Rocks, consisting of lapilli tuff and tuff breccia of pyroxene andesite or hornblende-pyroxene andesite, underlie the Aso-1 Pyroclastic Flow and are found only in the drill hole at the center of the district. The Shimoogidake Lava, hypersthene-bearing biotite-hornblende dacite, forms a small peak in the pyroclastic plateau, and represents a lava dome which was not completely buried by the Aso Pyroclastic Flows. The Takajomachi Pyroclastic Flow is a non-welded deposit of biotite rhyolite, found in the city area of Taketa, always underlying the Aso-1 Pyroclastic Flow.

Aso Volcano

The Aso Volcano, located to the west of this district, erupted voluminous pyroclastic flows four times, the Aso-1 to the Aso-4 in ascending order, in the late Pleistocene. The present shape of the caldera was formed following the outflow of the Aso-4 Pyroclastic Flow before more than 43,000 ¹⁴C y. The Aso Pyroclastic Flows accompanied with air-fall pyroclastics of these four cycles with intercalations of air-falls and lava flows of other cycles collectively form pyroclastic plateaus surrounding the caldera. Many post-caldera central cones have been formed inside the caldera and one of them is still active.

Most part except the southern mountains in the Taketa district is covered by succession of pyroclastics and a lava flow from the Aso Volcano as shown in the Table 17. Deposits of the Aso-1 and -2 cycles and the Tamaragawa Lava crop out along valleys while those of the Aso-3 and -4 cycles form bulk of the pyroclastic plateau. The pyroclastic plateau was cut by valleys between each cycle to form a topography just like that as seen now, then later pyroclastic flow filled up the valleys and covered plateau surface, thus resulted in densely welded valley-fill facies and non-welded plateau-top facies as typically seen in the Aso-4 Pyroclastic Flow. Each of pyroclastic flows of the four cycles forms a multi-flow compound cooling unit with wide variety in lithology, mineralogy and chemistry. The rocks of the Aso-1 to -3 cycles are of pyroxene rhyolite and andesite while those of the Aso-4 are hypersthene-hornblende rhyolite with small amounts of pyroxene-hornblende andesite. The rocks are richer in alkalis, especially in K₂O, compared with common Japanese calc-alkaline volcanic rocks (Tables 12 and 13). Air-fall ash layers from the central cones cover the top of the pyroclastic plateau.

Kuju Volcano

The Kuju Volcano is situated to the northwest of this district and consists of a group of lava domes and small stratovolcanoes and surrounding pyroclastic plateaus, the margin of which reaches to the northwest corner of this district. The Miyagi and the Shimosakata

	<u>Aso Volcano</u>	<u>Kuju Volcano</u>
Aso Caldera and its western flank	Taketa district	Kuju district
	Air-fall ash from central cones	Inabagawa Mudflow (Handa P Flow)(32,300 ¹⁴ Cy.)
(Omine volcano) { (Takayubarū Lava) (Omine P Cone)	Aso-4 { B P Flow (N) A P Flow (N) (>43,000 ¹⁴ C y.)	Shimosakata P Flow (N)
	----- 4/3 P Falls -----	
	Aso-3 { C P Flow B P Flow A P Flow (N) (>41,800 ¹⁴ C y.) W Pumice Fall	
	----- 3/2 P Falls -----	Miyagi P Flow
	Aso-2 { T Scoria Fall B P Flow A P Flow (N) (>39,800 ¹⁴ Cy.) TL Pumice Fall (R P Flow, secondary flowage) (V Pumice Fall)	
	2/1 { Lavas Tamaragawa (N) (Zogahana, Matoishi) P Falls	
	Aso-1 { P Flow (N) P Fall	
(Hohi Volcanic Rocks)	(Sakanashi Rhyolite (N) 0.43m. K-Ar y.) (Miyaji Andesite (N) 0.84m. K-Ar y.) (and other Pre-Aso volcanic rocks: Basalt, andesite, dacite, rhyolite)	(Hanamura Volcanic Rocks) (Shonai Volcanic Rocks)
		Takajomachi P Flow Shimoogidake Lava Kawaradate P Rocks Imaichi P Flow (R)

Table 17 Quaternary volcanic rocks in and around the Taketa district.

P: Pyroclastic. Magnetic polarity (N): normal (R): reverse.
Formation names in parentheses are not distributed in the Taketa district.

Pyroclastic Flows, both of hornblende dacite, and the Inabagawa Mudflow in this district are alternating with the Aso Pyroclastic Flows (Table 17) showing the contemporaneous lives of two nearby volcanoes erupted magmas of different composition.

Alluvium

Thin and narrow alluvial deposits are distributed along some of rivers.

Economic Geology

Tin, zinc and iron sulphide

Veins and contact-metasomatic deposits of tin, zinc and iron sulphide and other metallic ores are formed related with the Neogene acid intrusive rocks and constitute a distinct mineral province in which are Obira, Mitate, Toroku and other mines in the neighboring district and Hōei and others in this district.

Hōei mine is located at Ogata-cho, Oita Prefecture. The mine has worked tin, zinc and iron sulphide up to the present. The Ichigo (no. 1) ore body of the mine is a massive metallic deposit formed by replacement of the Silurian limestone bed. From this ore body, there have been found various kinds of ore and gangue minerals, such as cassiterite, stannite, pyrite, pyrrotite, marmatite, kutnahorite, rhodochrosite, calcite, garnet, clinopyroxene, axinite and wollastonite.

Manganese

Bedded or lenticular deposits of manganese ores are found in chert of the upper Paleozoic formations as those in other areas in Japan. Some of them were exploited and worked.

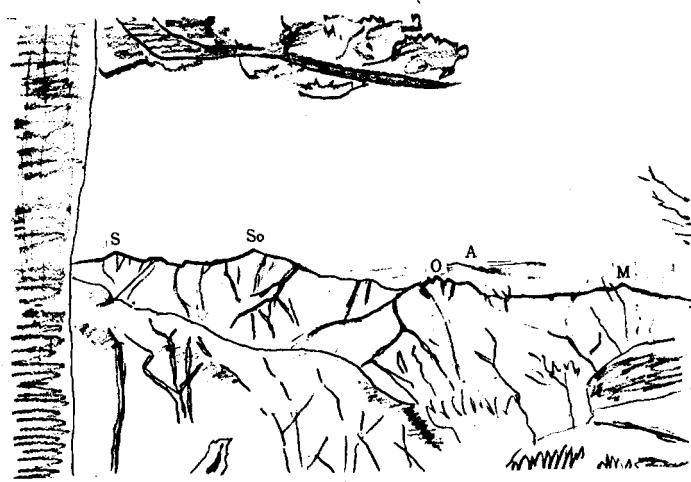
Non-metallic ores

Pottery stone has been formed in a dike of Neogene granite porphyry near Yunosako and Todoro but not worked yet.

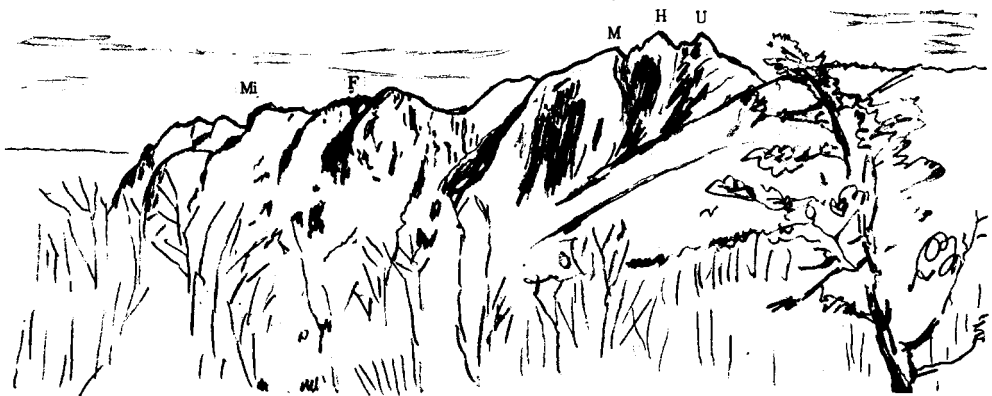
Dunite occupies a good portion in bodies of ultrabasic rocks near the south border of the district. Some of them are high in MgO content (43-44%) and in refractory grade (SK 30-60).

Stones

Welded tuffs of the Aso-4A and -4B Pyroclastic Flows are quarried for building stone at many places but on a small scale for local use. Black shale of the Onogawa Group is used for road metal.



1. So : 祖母山, S : 障子岳 (以上三田井図幅地域), O : 大障子岩, M : 前障子岩 (障子岩), A : 阿蘇山の根子岳および高岳.
So: Sobo-san (Mitai district), O: Oshoji-iwa, M: Maeshoji-iwa, A: central cones of the Aso Caldera.



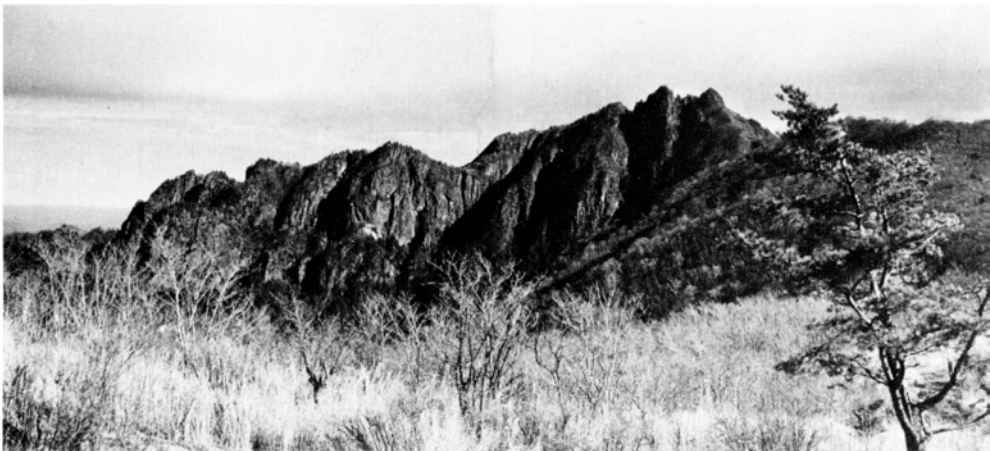
2. U : 後傾山, H : 本傾山, M : 前傾山, F : ニツ坊主, Mi : 三ツ坊主.
H: Honkatamuki-yama (main peak of Katamuki-yama).

第 I 図版



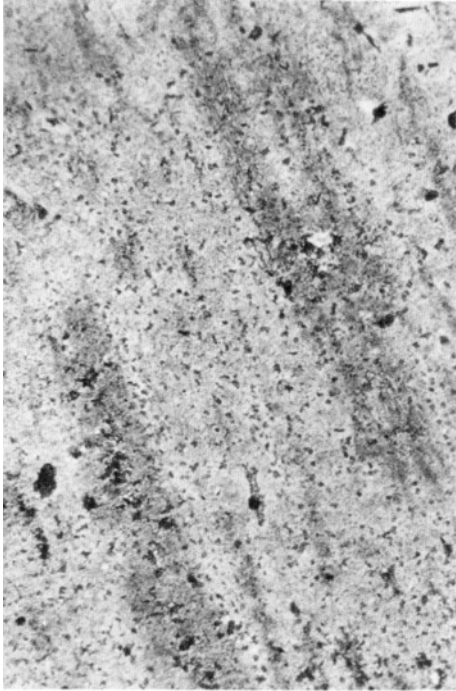
1. 傾山より祖母山-大障子岩方面を望む。障子岳から祖母山、さらに大障子岩、前障子岩と続く稜線のすべて、およびその斜面の大部分は、祖母山火山岩類の後期火山岩類からなる。祖母山の左直下に尾平鉾山（三田井図幅地域）があった。

Sobo-san and nearby peaks viewed from Katamuki-yama. These mountains are mainly composed of the Late Volcanic Rocks of the Sobosan Volcanic Rocks.

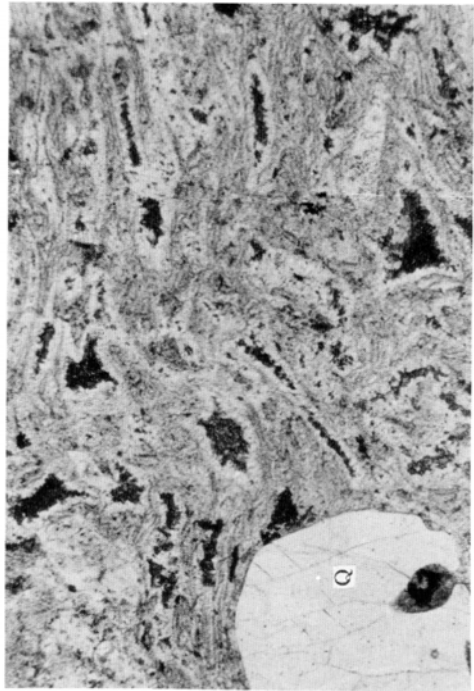


2. 九折越より傾山岩峰群を望む。これら岩峰群はすべて祖母山火山岩類の前期火山岩類からなる。Peaks around Katamuki-yama viewed east-northeast from Tsuzuragoe (Mitai district). These peaks are composed of the Early Volcanic Rocks of the Sobosan Volcanic Rocks.

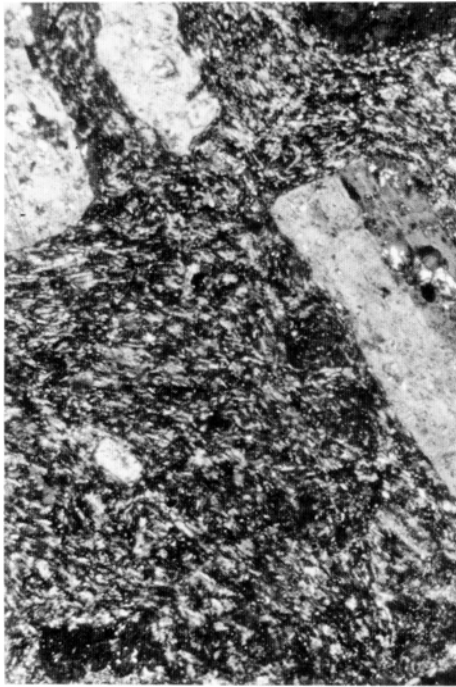
第II図版



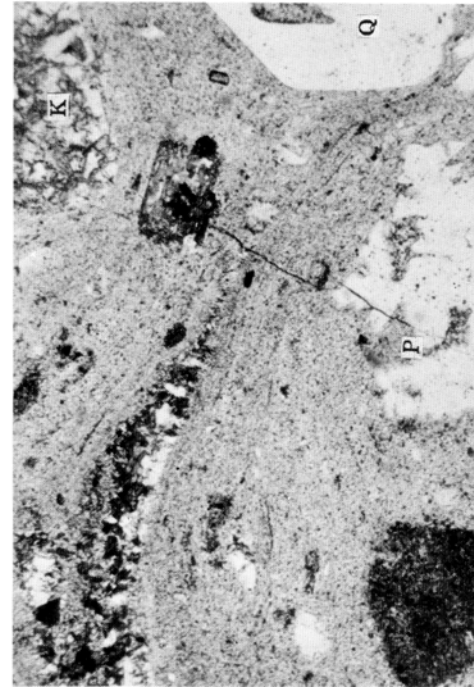
2



4



1

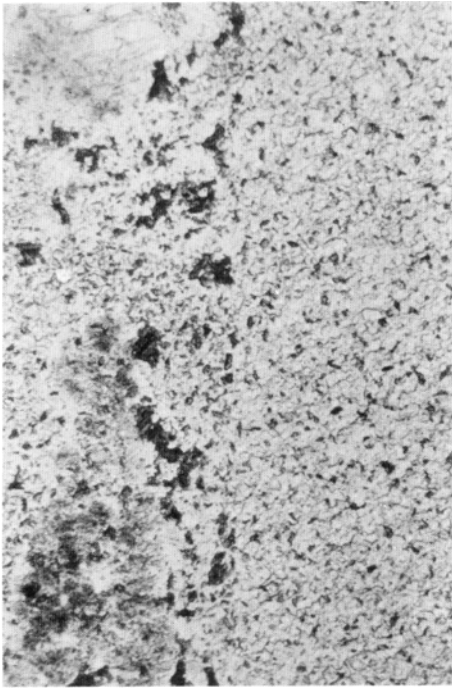


3

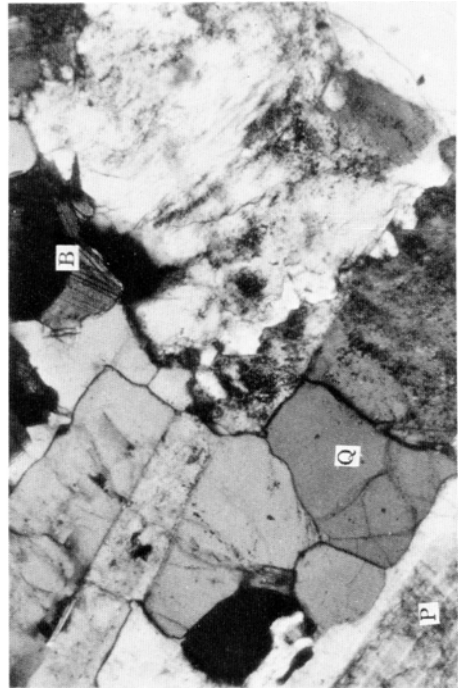
第II図版 祖母山火山岩類 Sobosan Volcanic Rocks

1. 黒雲母石英デイサイト (SYK45-331) (43ページ参照). 第I期火山岩類, 石英デイサイト溶岩. 宮崎県西臼杵郡高千穂土呂久北方2000mのボーリング岩芯, 孔口深度331m (三田井図幅地域). ピロタキシティック - 毛せん状組織を示す石基の中に, 石英・斜長石 (P)・カリ長石 (K) および黒雲母の斑晶をみとめる. 十字ニコル.
Biotite dacite. 1st Stage (S_{1-d}). P: plagioclase, K:K-feldspar.
2. リソイダイト (5282806) (44ページ参照). 第II期火山岩類, リソイダイト溶岩. 大分・宮崎県境, 本谷山西方400m (三田井図幅地域). 著しい流理組織は, 粒度・構成鉱物の差によって生じており, 石英・斜長石・カリ長石・黒雲母などきわめて細かい石基からなる. 開放ニコル.
Lithoidite. 2nd Stage (S₂).
3. 流紋岩質溶結凝灰岩 (72072302) (50ページ参照). 第III期火山岩類. 宮崎県西臼杵郡高千穂町五カ所南西1700m (三田井図幅地域). 溶結組織を残した基地の中に, 斑状鉱物として石英 (Q), カリ長石 (K), 斜長石 (P) がみとめられる. また, おそらく黒雲母から変ったと思われる緑泥石がみとめられる. さらに, 溶結凝灰岩のレンズであった部分が, 脱ガラス化して, 石英・長石の微細鉱物の集まりになっている.
Rhyolitic welded tuff. 3rd Stage (S_{3-dwt}). Q: quartz, P: plagioclase, K:K-feldspar.
4. 流紋岩質溶結凝灰岩 (72072301). 第III期火山岩類. 宮崎県西臼杵郡高千穂町五カ所南西1700m (崩野峠南方) (三田井図幅地域). 溶結組織を残した基地の中に, 斑状鉱物として石英 (Q) の大晶がみとめられる.
Rhyolitic welded tuff. 3rd Stage (S_{3-dwt}). Q: quartz.

第三图版

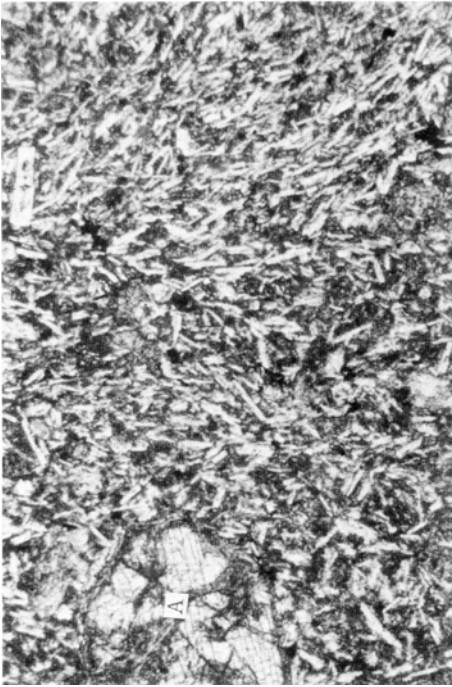


2

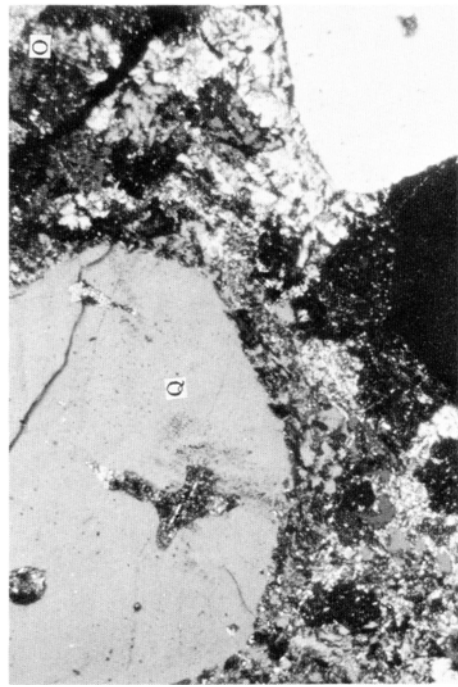


4

1mm



1

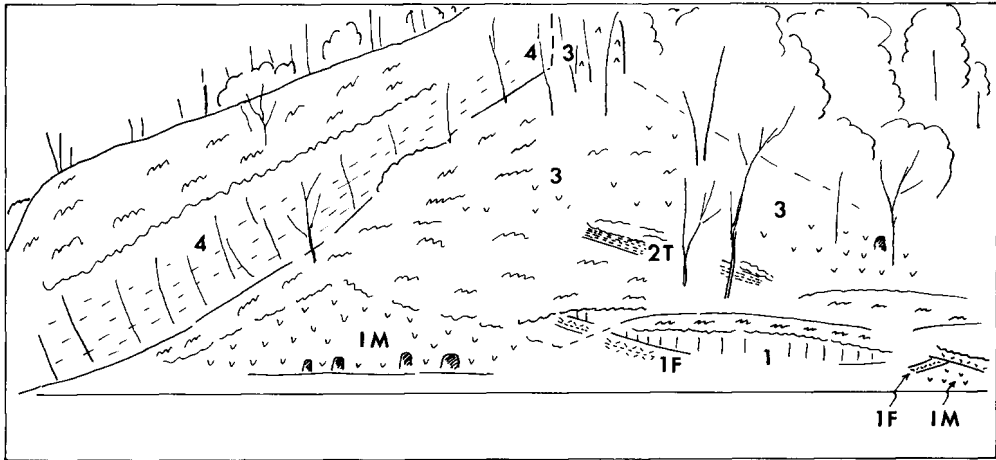


3

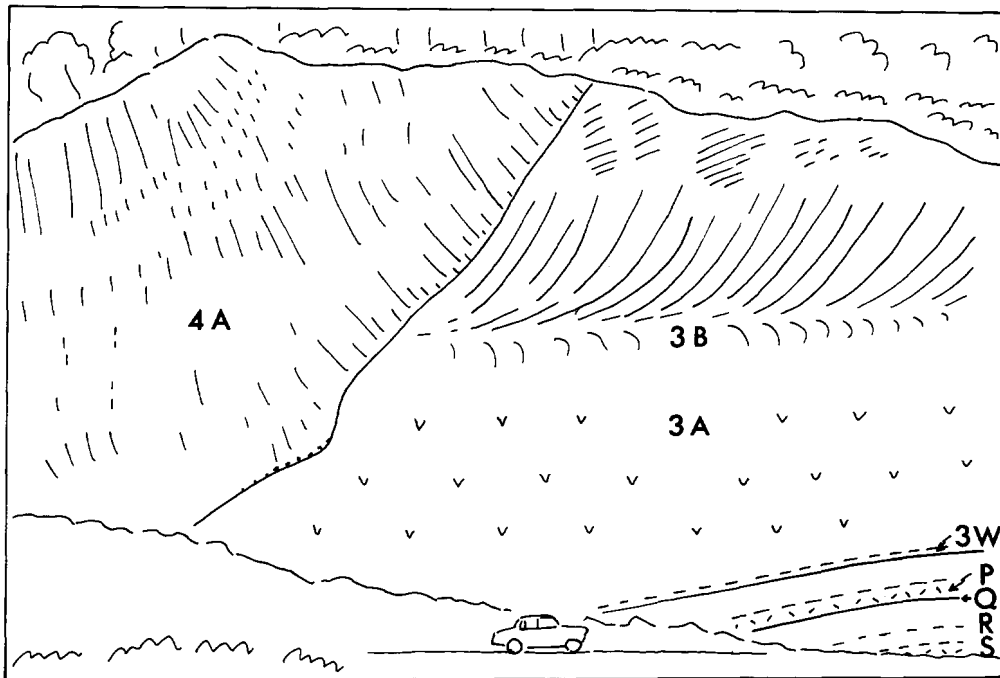
第Ⅲ図版 祖母山火山岩類と新第三紀酸性貫入岩 Sobosan Volcanic Rocks and Neogene Acid Intrusive Rocks.

1. 普通輝石含有無斑晶質安山岩 (68072814) (52ページ参照). 第Ⅳ期火山岩類, 無斑晶質輝石安山岩溶岩. 緒方町上畑, 標高400m. ピロタキシティック組織を示す石基中に, 数少い普通輝石 (A) と斜長石の斑晶をみとめる. 開放ニコル.
Augite-bearing aphyric andesite (S_{aa}). A : augite.
2. 祖母山火山岩類の第Ⅲ期火山岩類のデイサイト質溶結凝灰岩 (上半部) と, その中に岩脈として貫入した新期酸性貫入岩類の珪長岩 (下半部) との接触部 (72050604). 竹田市神原上流白水 (63ページ第34図参照). 開放ニコル.
Contact of dacitic welded tuff (S_{3-dwt}) (upper half) and felsite dike (Yf) (lower half).
3. 黒雲母石英斑岩 (KT72072714). 新期酸性貫入岩類. 緒方町前障子岩東方350m, 標高1,350m. 微文象組織—ミルメカイト組織をしばしば示す石基中に, 石英 (Q), 正長石 (O), 斜長石の大きな斑晶をみとめる.
Biotite quartz porphyry (Y_p). Q : quartz, O : orthoclase.
4. 黒雲母花崗岩 (M-66-401) (67ページ参照). 新期酸性貫入岩. 緒方町上畑南々西1,000m, 標高390m. 粗粒—中粒の花崗岩で, 石英 (Q) は他形を示し, 正長石 (O), 斜長石 (P), 黒雲母 (B) がみとめられる. 十字ニコル.
Biotite granite (Y_g). Q : quartz, O : orthoclase, P : plagioclase, B : biotite.

(第IV図版スケッチ)



1. Pyroclastic flows in the Taketa city. Pyroclastic flows: IM: Imaichi, 1: Aso-1, 3: Aso-3, 4: Aso-4. Pyroclastic Falls: 1F: Aso-1, 2T: Aso-2T scoria. The 3-4 interface resembles the surface of Aso-3 in the Fig. 55 (p. 98). The slope of the Aso-4 forms the valley wall of the Inaba River lying to the left.



2. Profile of valley-filling Aso-4. The Monden River is to the left. The base of the Aso-3 is also dipping leftwards. 3A·3B·4A: pyroclastic flows, Aso-3A·-3B·-4A respectively. P·Q·R·S: pyroclastic falls between Aso-3 and Aso-4, 3W: pumice fall of the Aso-3 cycle (see Fig. 46, p. 91).

第IV図版



1. 竹田市街における阿蘇火砕流、今市火砕流 (IM) の侵食面の凹部に降下軽石層 (1F) を伴うレンズ状のAso-1溶結凝灰岩 (1) があり、側上方に尖滅する。上位へ、2T降下スコリア層 (2T) とAso-3 (3), Aso-4 (4) 火砕流とが重なる。Aso-3とAso-4との接触面は、左方面面外の稲葉川に向って傾き、画面の上端ではAso-3の節理に従って垂直であ。Aso-3の表面地形は第55図 (98ページ) と似ている。竹田高校旧グラウンド横。



2. Aso-3火砕流を覆うAso-4火砕流。P・Q・R・S・3W: 降下火砕物, 第46図 (91ページ) を見よ。3A・3B・4A: Aso-3A, -3B, -4A火砕流。左方面面外に門田川, Aso-4の基底は以前の谷壁で、Aso-3の基底も同じ向きに傾く。Aso-4の柱状節理は基底面に垂直、上方へ鉛直に近づく。3B上部に横向き柱状節理 (97ページ第54図)。

第V図版 Aso-4A火砕流の溶結凝灰岩 Welded tuff of the Aso-4A Pyroclastic Flow

1. 紫蘇輝石流紋岩溶結凝灰岩 (63TD165-2) (118ページ参照). 基底から20cmの弱溶結部. 竹田市千引の小採石場. 空隙率約45%. ガラス質.

Hypersthene rhyolite welded tuff. Partially welded part at 20 cm above the basal contact. Porosity approximates to 45%.

2. 上と同じ (63TD165-11) (116ページ参照). 同じ露頭の基底から6.5mの強溶結部, ガラス質. 石質破片の傍のpressure shadow以外では, ガラス破片は密着して殆ど境界が見えなくなり, パーライト割れ目がそれらを横断してのびている.

Same rock as above. Densely welded part at 6.5m above the base. Glass shards are welded together and nearly homogenized except in pressure-shadows beside the lithic fragments.

第VI図版 Aso-4火砕流の溶結凝灰岩 Welded tuff of the Aso-4 Pyroclastic Flow

1. 紫蘇輝石角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (63TD123) (116ページ参照). 強溶結部, 脱ガラス化. 竹田市久保南方. レンズの状態は多様である (1・2 : 殆どガラス質, 3 : 微球顆状に脱ガラス化, 4 : 球形の気孔をもつ, 5 : 球形の気孔中に気相晶出の鱗珪石などがみえる). H : 角閃石.

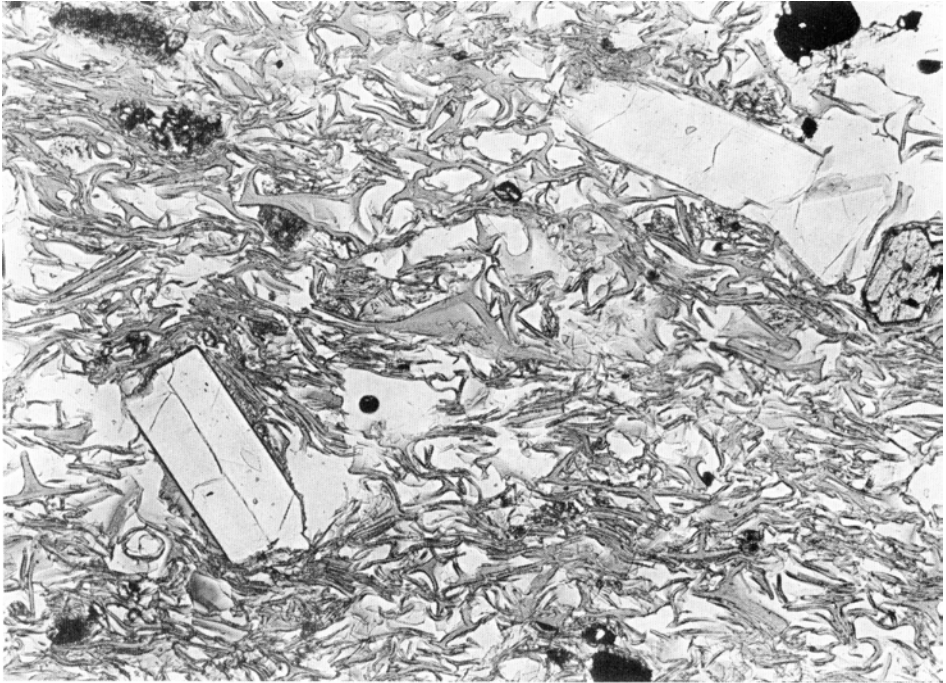
Hypersthene-hornblende rhyolite welded tuff. Aso-4A. Dense, devitrified. Note various lenses (1・2 : almost vitric, 3 : spherulitic, 4 : with spherical voids 5 : spherical voids with tridymite, crystallized from vapor-phase).

2. 輝石角閃石流紋岩溶結凝灰岩 (64TD252C1) (118ページ参照). Aso-4B火砕流, 気相晶出帯. 萩町桜町の南, 山崎川車橋の下. 基質が濃色 (細粒結晶化) の部分では扁平化したガラス破片の形がよく見えるが, 淡色 (粗粒結晶化) の部分では原構造は消失している. 空隙 (V) の多い部分には, 気相晶出の鱗珪石 (T)・アルカリ長石 (F)・紫蘇輝石 (O). (L) は石質破片.

Pyroxene-hornblende rhyolite welded tuff, Aso-4B, zone of vapor-phase crystallization. Note the disappearance of collapsed vitroclastic texture in the lighter-colored, coarsely devitrified portion. Vapor-phase minerals, inside the voids (V), are tridymite (T), alkali feldspar (F) and hypersthene (O). L : lithic fragment.

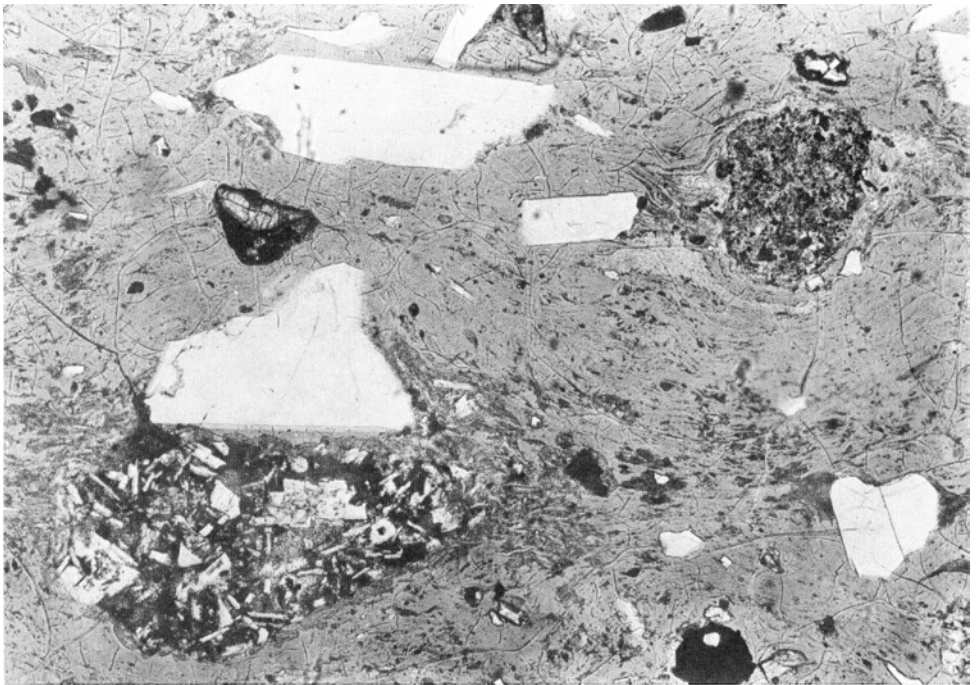
第V图版

1



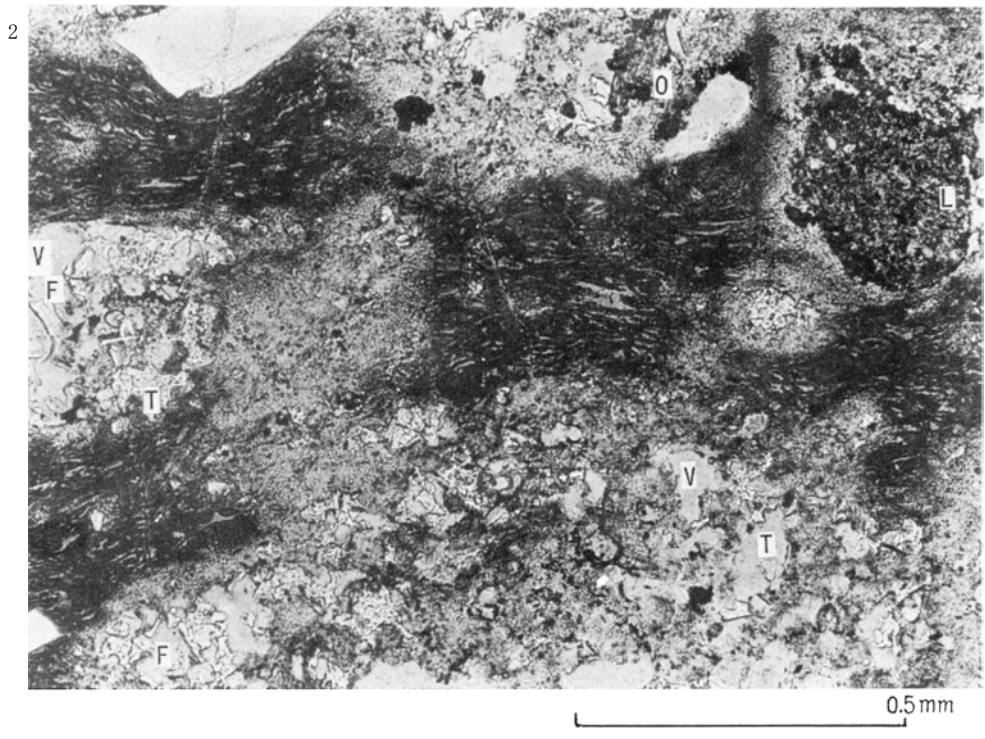
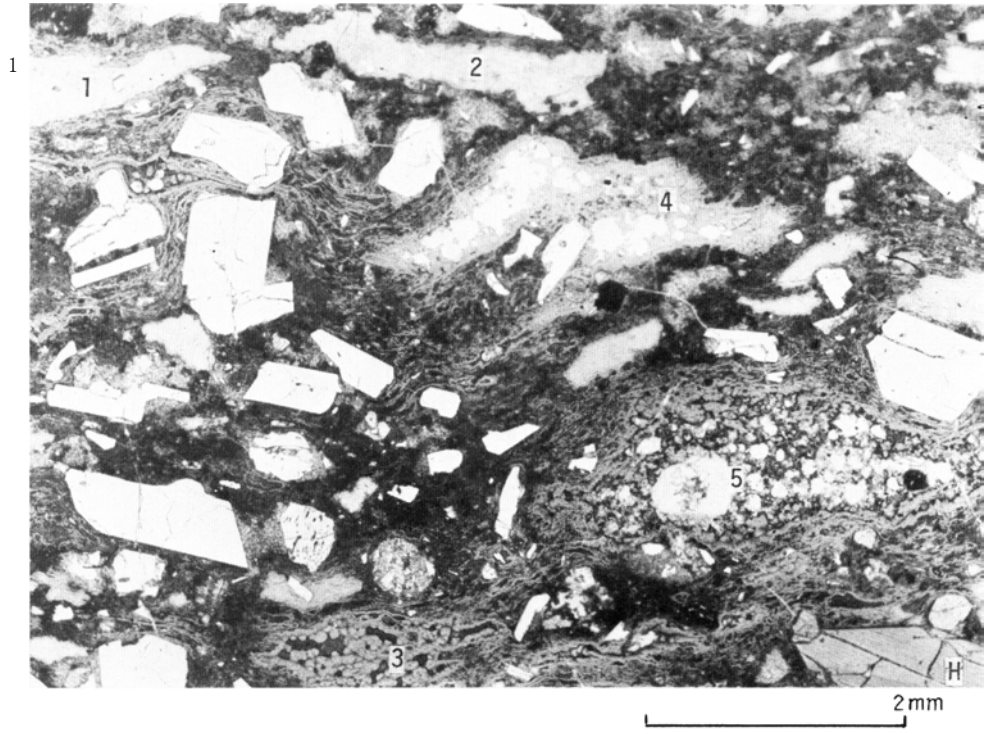
1 mm

2



1 mm

第VI図版



昭和 52 年 3 月 18 日 印刷

昭和 52 年 3 月 25 日 発行

工業技術院地質調査所

印刷者 小宮山 一 雄

印刷所 小宮山印刷工業株式会社

© 1977 Geological Survey of Japan