

# 5 萬分の 1 地質図幅説明書

## 久 住

(福岡一第 86 号)

地質調査所

昭和 38 年

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

5 萬分の 1 地質図幅説明書

## 久 住

(福岡一第 86 号)

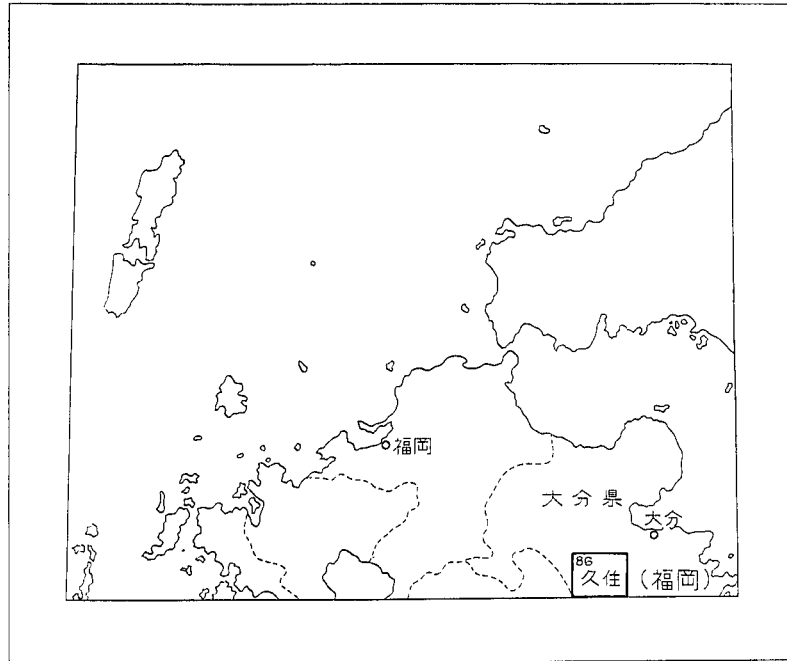
通商産業技官 小 野 晃 司

地質調査所

昭和 38 年

目 次

位 置 図



( ) は 1 : 500,000 図幅名

I. 地 形 .....	1
II. 地 質 .....	6
II. 1 概 説 .....	6
II. 2 先新第三系 .....	10
II. 2. 1 朝地変成岩類 .....	10
II. 2. 2 貫入岩類 .....	15
II. 2. 3 白堊系 .....	24
II. 3 新第三系 .....	25
II. 3. 1 大野火山岩類 .....	25
II. 3. 2 竜原層 .....	34
II. 3. 3 谷 層 .....	37
II. 3. 4 庄内火山岩類 .....	39
II. 3. 5 田中礫層 .....	55
II. 3. 6 今市火山砕屑流 .....	55
II. 3. 7 由布川軽石流 .....	61
II. 3. 8 内山角閃石安山岩 .....	62
II. 3. 9 花傘礼火山岩類 .....	63
II. 3.10 阿蘇野層 .....	66
II. 3.11 千町無田角川閃石安山岩類 .....	68
II. 4 第四系 .....	69
II. 4. 1 九重火山 .....	69
II. 4. 2 阿蘇火山 .....	93
II. 4. 3 火山灰層 .....	98
II. 4. 4 火山扇状地礫層・崖錐 .....	100
III. 応用地質 .....	102
III. 1 金属鉱床 .....	102
III. 2 非金属鉱床 .....	103

Ⅲ. 3 石 材……………103  
 Ⅲ. 4 温 泉……………104  
 文 献 ……………105  
 Abstract …………… 1

1 : 50,000 地質図幅  
 説 明 書

(昭和 35 年稿)

# 久 住

(福岡一第 86 号)

本図幅の野外調査は昭和 31・32 年度に行なわれた。九州大学生産科学研究所松本徂夫博士からは九重火山付近の地質について教示を得た。国立科学博物館遠藤誠道博士には産出植物化石の鑑定をしていただいた。

## I. 地 形

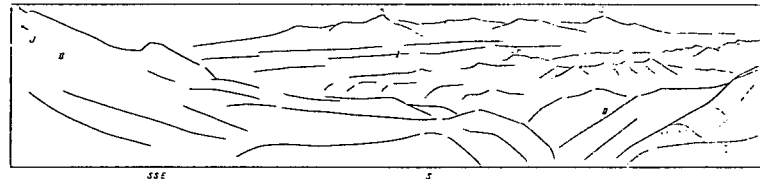
この地域は中部九州を横断する火山岩地帯の東部にあり、阿蘇カルデラと別府湾との中間にあっている。地域の西辺には九州島の最高峰である九重火山があり、そこから北流する鳴子川は筑後川の源流をなして有明海に入り、南流する久住川は地域東部の平井川とともに大野川に、また北東に流れる阿蘇野川・芹川・七瀬川は大分川にそれぞれ合流してともに別府湾に注いでいる。地形から地域を次の 7 区に区分する(第 1・2 図)。

- I 大野川低地 ( 300— ) ( )内は高所の概略の標高
- II 大野山地 ( 800±)
- III 芹川台地 ( 600±)
- IVa 庄内山地 (1,000±)
- IVb 阿蘇野盆地 ( 600—)
- IVc 花牟礼山地 (1,400—)
- V 九重火山 (1,800—)

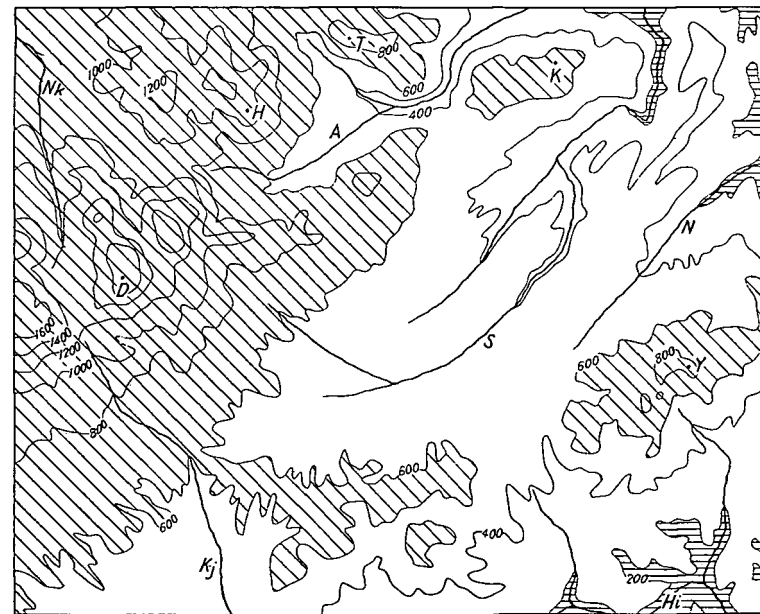
この地域の地形は地質構造と深い関連があり、各区分はそれぞれに特徴的な岩層からなっている。



図版 1 朝地町男岳山からみた図幅地域南西半部



I: 大野川低地 II: 大野山地 III: 芹川台地 IVa: 庄内山地 V: 九重火山

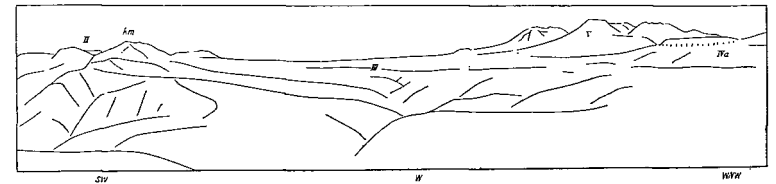


D: 大船山 H: 花傘礼山 T: 時山 K: 冠山 Y: 鋸岳 Nk: 鳴子川  
A: 阿蘇野川 S: 芹川 N: 七瀬川 Kj: 久住川 Hi: 平井川

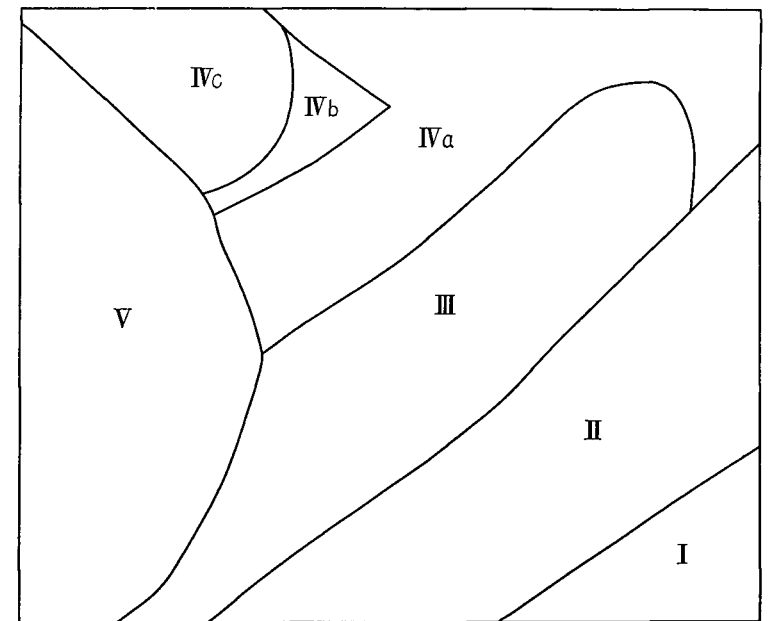
第 1 図 地形略図 (等高線の間隔は 200m)



大野山地南北側の高度差に注意



Km: 亀ガ岳 J: 城山 Sr: 白岩山 S: 祖母山 K: 傾山



第 2 図 地形区分

大野川低地 地域から南方の大野川に沿った海拔 250m 以下の台地または丘陵であって、この図幅地内では阿蘇火山の噴出物（芹川火山碎屑流）が大部分を占める。丘陵地の上部には平坦面が残され、東縁部では広い台地となっている。この中を平井川とその支流とが蛇行して流れ、沖積層が埋めるか、あるいは熔結凝灰岩の露出した広く平らな河床を作っている。

大野山地 東北東-西南西に走る高さ 700~800m の山稜である。北西側は芹川台地に接して比高 100~200m であり、南東側は大野川低地に面して比高 400~500 m であってその断面は非対称であり、河川の多くは必従的に南東に流れる。山地の下部は先新第三系（朝地変成岩類・貫入岩類）からなり、頂稜付近は大野火山岩類、とくに三宅山流紋岩からなる。下部の先新第三系の部分は、開析が進み、差別侵蝕の結果も明瞭に認められる。すなわち貫入岩類からなる地域は朝地変成岩類の地域に較べて、やゝ低く円味を帯びた地形を呈し、貫入岩類の多く分布する朝地北方ではそれより東方に較べて全体にやゝ低く、栗栖の南・鎧岳の南などの朝地変成岩類に囲まれた花崗岩体の部分は小盆地を作る。朝地変成岩類中では、栗栖の北と南のように原岩がやゝ珪質な部分が稜線を形成する。三宅山流紋岩の地域は、柱状節理の発達によって絶壁に囲まれ、突兀とした稜線や孤立した岩峰群を作ることもあるが、大きくみると定高性のある平頂な山地であり、厚い卓状の火山碎屑岩台地の原形をまったく失っていない。三宅山流紋岩を切る谷には北方から今市火山碎屑流が流れこみ、朝地北方で見られるように大野川低地まで流下している。

芹川台地 東北東-西南西に長い平坦な台地である。久住の北東で海拔約 600m であり、もっとも高く、緩傾斜で東北東に次第に低くなるが、北東縁でなお 400m 以上ある。東北東-西南西の方向性が著しく、中央部を貫流する芹川、大野山地との境にある七瀬川と、それらの主な支谷の流路の大部分は平行して東北東に流れる。地域の大部分は今市火山碎屑流と芹川火山碎屑流とからなっているが、北東部では庄内火山岩類の一部が主走向に平行な山稜を作って、火山碎屑流の台地上に露出している。この地域は火山碎屑流に覆われた下位の岩層が、東北東-西南西の平行断層群によって短冊形に地塊化しているのが地形に現われ（今市火山碎屑流も断層運動を受けているかも知れない）しているものと考えられる。芹川火山碎屑流は今市火山碎屑流を開析した谷を流れ、後者よりも一段低い面を作る。台地面上は緩い起伏で谷は浅い。

庄内山地 頂稜が 700~1,000m の、緩傾斜面の台地状の山地で、阿蘇野の南側は南東に、北側は北にそれぞれ傾斜し、山地の北東側は断層崖と思われる急崖で大分川に沿う低地に面している。おもに庄内火山岩類からなり、開析されてはいるが、その緩斜面は広い台地状の火山のなごりと思われる。飛竜野付近・上峠—中峠などの高い台地地形は流紋岩の厚い熔岩流によるものである。

芹川台地を流れた芹川と阿蘇野盆地から発する阿蘇野川とは、この山地を通して大分川の低地に入っているが、その高低差が大きいために深い峡谷をなし、谷の深さは阿蘇野川で 300~500 m、芹川で 300~400 m に達する。下刻の極端な例として、阿蘇野川の成合付近の夜見渡には鹿倉安山岩中に幅 5 m、深さ約 20 m の廊下状の部分がある。

阿蘇野盆地 北東・南東側は直線的な急崖に、西側は花牟礼山地の斜面に囲まれた標高 500m 前後の三角形の盆地である。直線的な急崖はこの地域に支配的な北西-南東・東北東-西南西の構造方向に平行な断層崖であって、庄内火山岩類の噴出後にその一部が陥落して火山構造盆地を生じ、さらに盆地の西部は後に噴出した花牟礼火山岩類に埋立てられて現在みる三角形の盆地が残されたものである。盆地の各辺には崖錐斜面があり、内部は芹川火山碎屑流の覆う丘陵地である。南東辺に平行な阿蘇野川と北西辺に平行なその支流とは、盆地東端で合して庄内山地中の峡谷に入る。両川に沿った低所には盆地内の湖底堆積物である阿蘇野層が露出している。

花牟礼山地 主体は花牟礼火山岩類からなり、開析された緩傾斜の成層火山と考えられるもので、1,300 m を超える東西の三角点峰から比較的平坦な稜線が張り出し、それらの間は深く谷に刻まれている。北西部の千町無田角閃石安山岩類からなる地域も同様の地形を呈するが、平坦な円頂丘または卓状の火山の一部と考えられる。この山地には東北東-西南西の断層・裂罅が顕著に発達しているのが空中写真で認められる。

九重火山 広い緩傾斜の裾野と急峻な熔岩円頂丘・成層火山とからなる。西隣宮原図幅地内の久住山(1,788m)は九州本土の最高峰であり、本図幅地内の大船山(1,787 m)はそれに次ぐ標高をもつ。南側の裾野は久住高原と呼ばれ、浅い放射谷に刻まれた約 3° の緩斜面である。久住軽石流と崖錐・火山扇状地礫層・火山灰などからなる。北側には鳴子川のせき止めによって作られた沖積平地である千町無田がある。熔岩円

頂丘・成層火山は主として粘性の大きい熔岩の流出によって作られた急傾斜の山体からなっている。細部の地形はⅡ. 4. 1 の九重火山の項に記載する。

## Ⅱ. 地 質

### Ⅱ. 1 概 説

この図幅地域を構成するおもな岩類は、①先新第三系の基盤岩類、②中新—鮮新世の火山岩類、③鮮新世（～洪積世）の火山岩類、④第四紀火山岩に大別される（第1表）。

先新第三系は古生界を原岩とする朝地変成岩類、それを貫く貫入岩類とごく狭く分布する白堊系とからなる。朝地変成岩類は西南日本の帯状構造に平行な東北東-西南西または北東-南西の走向をもって、本図幅地域を中心に延長約 25km にわたって分布している。この地域の南には幅約 12km の大野川沿岸の低地を隔てて西南日本外帯の古生界が分布する。東北東約 20km の佐賀関半島には三波川変成帯に属する結晶片岩がある。また北方には 20 数 km にわたる新生代火山岩地域を隔てて、別府市北西および国東半島基部に領家変成帯に属するとされる変成岩・花崗岩がある。朝地変成岩類は、上記のいずれとにも直接の関係を断たれているが、その岩相・鉱物構成と、花崗岩質の深成岩類を多く伴うことからみて、領家変成岩類の西方の延長に当たるものと考えられる<sup>註1)</sup>。朝地変成岩類のおもな原岩は泥質岩と苦鉄質の火山岩とであり、泥質岩は雲母片岩から低度の黒雲母ホルンフェルス・千枚岩に亘る各種の変成岩に、苦鉄質の火山岩は普通角閃石・陽起石を含む変成岩にそれぞれなっている。再結晶の程度は北西側に高く、南東側に弱い。

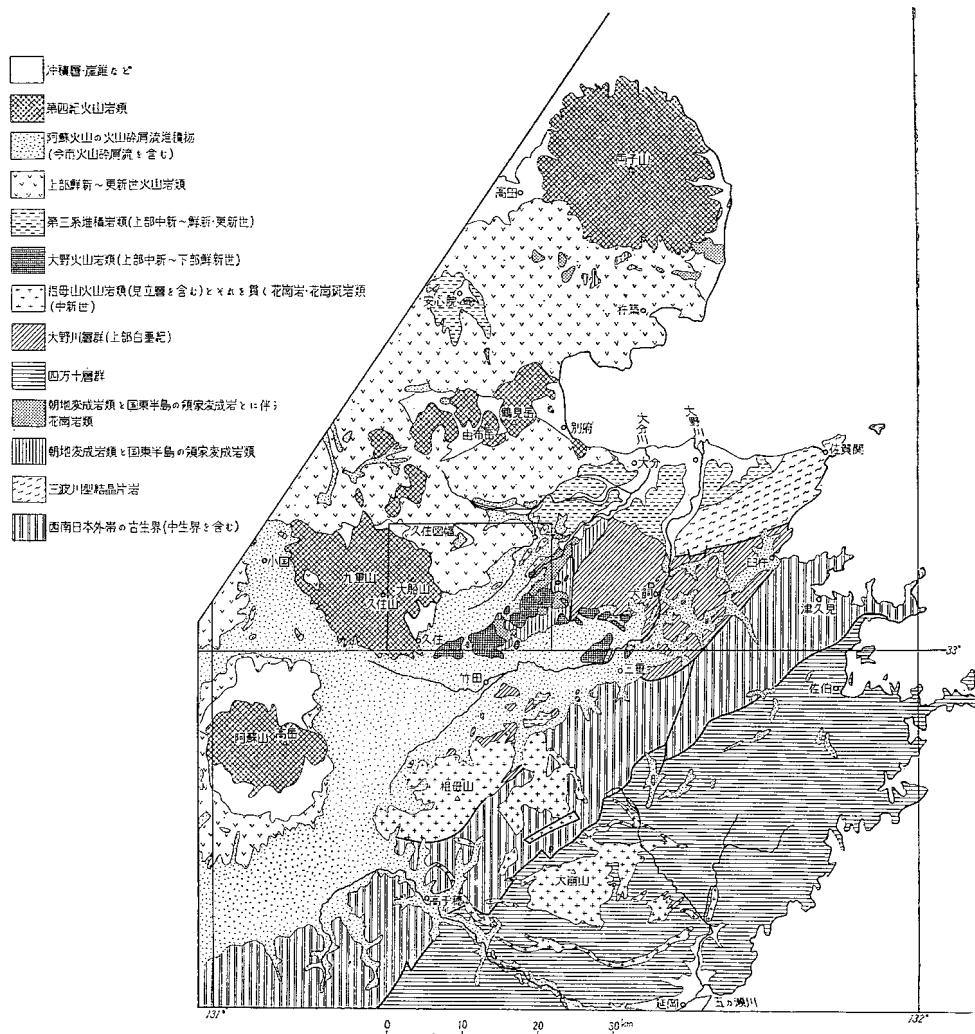
変成岩類を貫く貫入岩類には、小規模の珪長質岩脈と、深成岩類とがある。深成岩類は①石英閃緑岩・閃緑岩、②斑岩・超苦鉄質岩、③荷尾杵花崗岩、④綿田花崗岩、⑤山中花崗閃緑岩からなる。①を中心にして④はその南東側に、③はその北西側

註1) 松本唯一<sup>9)</sup>は朝地変成岩類を領家雲母片岩を思わせる古生層と記載している。

第 1 表

第 四 紀	現 世	↑ ↓	火山灰層・火山扇状地礫層・崖錐・沖積層
	洪 積 世		九重火山   芥川火山碎屑流
新 第 三 紀	鮮 新 世	↑ ↓	阿蘇野層   由布川軽石流
			花牟礼火山岩類   千町無田角閃石安山岩類
			庄内火山岩類   内山角閃石安山岩
			谷 層   今市火山碎屑流
中 生 代	↓ ↑	中 新 — 鮮 新 世	田中礫層
			大野火山岩類
			白堊系 貫入岩類
古 生 代			朝地変成岩類（の原岩）

に分布し、⑤はさらにその北西側にある。①は変成岩と密接に伴ない、岩相の変化が著しい岩体である。②はコートランド岩・角閃石斑岩などの小岩体であり、①・③の中に現われる。④は粗粒の角閃石黒雲母花崗岩である。この岩体は朝地変成岩類に接触変成作用を与え、また①を貫いている。③は粗粒の黒雲母花崗岩で、全体にわたり圧碎作用を受け、一部は圧碎岩になっている。⑤は黒雲母角閃石花崗閃緑岩～石英閃緑岩からなり、③と断層で接する。断層の近くは破碎されているが、③におけるような広範囲の圧碎・再結晶作用は認められない。このことからみると、現在③と⑤を境する断層は③における圧碎作用とは直接の関係はなく、この断層によって元来離れていた両岩体が現在接しているものと考えられる。①と②、③と④のそれぞれの間の前後関係は明らかでないが、①・②を③・④が貫くことはほぼ確かであると思われる。⑤と他の岩体との関係は不明である。⑤の北側にも断層の伏在が推定される。



第3図 国幅地域周辺の地質概略図

これら貫入岩類の時代については、ほとんど資料がない。これらの岩体の一部または全部が領家深成岩類に属するかどうかは明らかでない。後述する上部白堊系の大野川層群中には多量に深成岩礫が含まれており、少なくともその一部は③および、①または②に岩質が似ている。また同層群は深成岩類に貫かれていない。以上のことから考えると、これら深成岩の少なくとも一部（おそらくは全部）は上部白堊紀以前のものであろう。

白堊系は東方に広く分布する上部白堊系の大野川層群の一部であり、朝地変成岩類を不整合に覆っている。

新第三紀の岩層は火山岩類が圧倒的に大部分を占め、時代を示準する化石に乏しいので、ここで示す時代は一応の推定と過去の研究とに基づくものであって、強い根拠はない。朝地変成岩類の走向と分布とに現われている東北東-西南西～北東-南西の方向は新生代の岩層の構造も強く支配している。新生代岩石の中では北西-南東の方向性がこれに次いで明瞭である。

中新鮮新世の岩類（大野火山岩類）は、先新第三系の基盤上に直接のって、基盤とともに大野山地を形成する。これに対して他の鮮新世の地層・火山岩類は大野山地よりも北方に分布し、その地域には先新第三系は露われない。

中新世の末期か鮮新世初期頃、先新第三系の上に小盆地が形成されて、薄い淡水性の地層の堆積と火山活動とが繰り返えされた。この堆積物が大野火山岩類であって流紋岩・輝石安山岩の熔岩・火山砕屑岩に少量の砂岩・凝灰岩などの堆積岩を伴っている。その上部は厚い流紋岩熔結凝灰岩からなる。

大野山地の北西側は東北東-西南西の断層群（大分-熊本線）により北西側は下に転位して、それより北方に約 20 km も先新第三系の露出しない幅広い地溝を形成する。この地溝の東部、大分市周辺には、堆積岩類（碩南層群・大分層群<sup>17)</sup>）が堆積し、その西方には大量の火山岩類が噴出した。この図幅の地域に分布する竜原層と谷層とは碩南層群の西の縁辺部に当たる。これらはともに火山性物質に富んでいる。これらの地層の堆積に引き続いた著しい火山活動の産物を庄内火山岩類と呼ぶ。

庄内火山岩類はおもに下部は輝石安山岩、上部は輝石安山岩と黒雲母流紋岩とからなり、地域を広く覆って台地状の山地を作っている。庄内火山岩類の流出後、地域を支配する東北東-西南西および北西-南東の 2 方向の構造線に関係して菱形の火山構造

性の陥没地が生じ、阿蘇野盆地の原形をつくった。その後盆地内に花牟礼火山岩類が噴出し、盆地の東部に珪藻土を含む阿蘇野層が堆積した。盆地の西側は花牟礼火山岩類・九重火山噴出物などに覆われてその形態は不明瞭になり、現在は東部のみが低地となっている。花牟礼火山岩類は比較的平坦な成層火山をつくっていたものと思われ、下部は輝石安山岩、上部は輝石角閃石安山岩からなっている。花牟礼火山岩類に前後して、北隣の別府図幅地域に連続して分布する由布川軽石流・内山角閃石安山岩・千町無田角閃石安山岩類の 3 火山岩類が噴出した。由布川軽石流は大分川に沿って広く分布するもので庄内火山岩類の鹿倉安山岩を不整合に覆い、内山角閃石安山岩は同火山岩類の時山安山岩の上ののる。千町無田角閃石安山岩類は花牟礼火山岩類の北にあって、その下部を覆っている。

地域の中・北部で火山活動の行なわれていた頃、大野山地の南東側では削割が行なわれていたものと考えられ、大野川低地に向かう山麓斜面には、大野火山岩類と先新第三系の円礫を主とする礫層（田中礫層）が堆積した。

また庄内火山岩類の活動の中頃に図幅地域を広く覆って岩滓流が流出した。これが今市火山砕屑流であって、大部分は強く熔結した熔結凝灰岩となっている。この岩層は、これまで阿蘇火山の噴出物とされていた<sup>11)13)22)27)</sup> ものであるが、おそらく、それより古い、起源の異なる噴出物であろう。以上の鮮新世火山岩類中の一部は洪積世に入るものかも知れないが、火山原形をほとんど失った火山岩類をこれに包括してある。

第四紀火山岩は九重火山と阿蘇火山との噴出物である。九重火山はこの地域の西縁にその中心がある火山群であって、南側には軽石流堆積物と火山灰とからなる広い裾野があり、中央に円頂丘・成層火山が密集する。それらのうちで、黒岳・大船山・久住山などは阿蘇野盆地南側の断層線の延長上にほぼ当たっている。岩石はおもに中性の角閃石安山岩からなっているが、東部の大船山・平治岳からは初期と後期とに苦鉄質の輝石安山岩・玄武岩を噴出している。阿蘇火山の噴出物はその外輪山から噴出した大規模な軽石流（芹川火山砕屑流）の堆積物で、地域中央部と南の大野川低地とに広く分布し、下部は熔結している。この堆積物は九重火山初期の久住軽石流を覆い、同火山末期の降下軽石には覆われていて、九重火山の主体の噴出が芹川火山砕屑流とほぼ同じ頃に行なわれたことを示している。



## II. 2 先新第三系

### II. 2. 1 朝地変成岩類

朝地変成岩類は、これを貫いている深成岩類とともにこの付近の基盤をなす岩層であって、一般走向に沿って大野山地に分布する。泥質岩・石灰岩などの堆積岩と、おもに苦鉄質の火山岩とを原岩とした変成岩類で、肉眼的にはほとんど未変成の岩石、わずかに再結晶したホルンフェルス・千枚岩、再結晶の完全に行なわれた結晶片岩などの各種の変成岩からなっている。数個の珪長～苦鉄質貫入岩体に貫かれている。この岩層からは化石は産しないが、岩相からみて原岩は秩父古生層に属するものと思われる。

分布は北東には東隣犬飼幅地内にやゝ延長して白堊系および新生代火山岩類に覆われ、南西には南隣竹田幅地内において阿蘇火山噴出物中にわずかに島状にあらわれるのみであって、どちらの側にもそれ以上の延長は一応断たれている。

本図幅調査では、この岩体の変成分帯は行い得なかった。また後述の深成岩類が、この変成岩の形成にどの程度に関係しているのかも明らかでない。野外の観察では、朝地変成岩類の再結晶の程度はほぼ傾斜方向に変化し、北西側に強く、南東側に弱い。この野外における岩相のちがいを基準として、南西から北東に森屋—臼木—田夫時—狭平を連ねる線を境にして、便宜的に朝地変成岩類を北帯・南帯の2部分に分ける。泥質岩源の岩石は北帯では雲母片岩であり、南帯では黒雲母ホルンフェルス・黒雲母千枚岩・黒雲母粘板岩などからなる。苦鉄質火山岩の角閃石は、一般に北帯中では緑褐色～青緑色、屈折率は比較的高く、粒状～短柱状のものであり、南帯中の中ものは淡青緑色～淡緑色、屈折率は比較的低く、長柱状～針状のものである<sup>註2)</sup>。

以下には記載の便宜上地域を3分して、杵原・狭平付近に分布するものを北東部、鎧岳—田中—朝地—栗林を結ぶ線にほぼ囲まれる地域を中部、それより西、新生代火山岩類の下から断片的に露出するものを南西部と呼ぶことにする。

註2) 以下朝地変成岩類の記載では前者を普通角閃石、後者を陽起石と呼び、単に角閃石としたものは角閃石族全体か、その一員であることを示すものとする。

構造は、北東部および南西部ではほぼ安定して走向 NE であり、直立または NW に急斜することが多い。中部では、走向 NE で NW に傾斜するものが多いが、そのうち北帯に属する地域では、走向が E-W あるいは NW を示す場合もかなりあり、またこの付近では E-W 方向の微褶曲も見られる。この地域は綿田花崗岩と石英閃緑岩に各所で貫かれており、深成岩体中にもゼノリス状に変成岩がしばしば見られるが、その構造は周辺の変成岩と調和的である。また南帯の火山岩中には塊状で方向性の明らかでないものがある。

### 北 東 部

主として泥質岩からなり、少量の火山岩・石灰岩を含む。北西側は走向にほぼ平行な直線的な境をもって荷尾杵花崗岩に貫かれ、南側は杵原付近の閃緑岩に貫かれている。北東方には図幅地域外に延長する。全域に片状構造が顕著であるが、南東側では千枚岩質であり、北西方に向かい粗粒となる傾向があり、荷尾杵花崗岩との接触線から幅約 500 m 位は、粗粒の両雲母片岩あるいは 0.5～3 mm 位の優白・優黒質葉層の互層する縞状雲母片岩からなる。雲母片岩は通常石英・黒雲母・白雲母・カリ長石・斜長石を主成分とし、そのほかに堇青石・紅柱石・柘榴石・珪線石・電気石・不透明鉱物のうちの幾つかを含むことがある。狭平下流の転石に、断面の径 2 mm 位の紅柱石を含む黒雲母ホルンフェルスがみいだされた。狭平付近には剝理性に富む暗緑色の千枚岩があるが、これは黒雲母千枚岩の緑泥石化したものである。

### 珪線石紅柱石堇青石白雲母黒雲母片岩 (TN 58022203 A)

産地：野津原町杵原北西 0.5km の道路傍

成分鉱物：石英・斜長石・微斜長石・堇青石・黒雲母・白雲母・紅柱石・珪線石・不透明鉱物・電気石・燐灰石

石英は 0.2～1.5 mm 位の粒度で、斜長石（灰曹長石）・微斜長石とともにモザイク組織を作る。黒雲母は X：淡黄色、Y=Z：赤褐色の多色性を示し、径 0.2～0.5 mm の結晶片が平行配列をする。白雲母は 0.5～1.5 mm の粒度で、しばしば片理を切つてのびている。堇青石は 0.5～3 mm の粒状～柱状で、集片双晶がみられる。片状配列をする黒雲母・不透明鉱物・石英などをそのままポイキリティックに包有する。しばしば分解して白雲母の細片の集合になっている。紅柱石は新鮮な柱状結晶で、時に 1 mm 以上となり、他鉱

物をやゝポイキリテイクに包む。珪線石は針状で白雲母・堇青石に伴って少量含まれる。

火山岩源の岩石は角閃岩で杵原北方の路傍に露出する。暗緑色細粒片状で、厚さ2~20mmの透輝石からなる褐黄緑色のレンズを含んでいる。

## 中 部

北帯の岩石は雲母片岩と角閃石片岩とからなる。雲母片岩は優白色部と優黒色部とが細互層する両雲母片岩である。石英・斜長石・カリ長石・黒雲母・白雲母・不透明鉱物・電気石・燐灰石・ジルコンなどからなる。栗栖南方では黒雲母の量が少なく、石英が多量で、石英片岩に近いものがある。角閃石片岩は黒色~緑黒色、粗粒であつて、角閃石の柱状結晶の平行配列および粒度の変化による片理または線理が明瞭である。粒度は著しく不規則に変化することもあり、またそのようなところでは閃緑岩ペグマタイト質、または石英質の不規則な脈あるいはポケットに貫かれる。黒雲母を多く含む場合は褐色を呈する。緑褐色普通角閃石・斜長石・石英を主成分とし、ほかに白色雲母、チタン石・鉄鉱・方解石・ブドウ石などを岩石により不定量含む。

### 角閃石片岩 (Z—358)

産地：朝地町栗栖東

成分鉱物：普通角閃石・石英・斜長石・鉄鉱・(緑泥石)

角閃石は柱状結晶で、ときに長さ3mmに達する。X：帯黄淡緑色 Y：帯淡褐緑色 Z：帯淡青緑色  $X < Z < Y$   $\gamma = 1.679 \pm 0.002$   $2V = -83^\circ$   $disp: r > v$  石英と斜長石(中性長石)は0.2mm位の粒状である。緑泥石は角閃石からの変質鉱物と思われ、淡緑色で負の伸長を示す(第II図版の2)。

田夫時南方には角閃岩中に緑簾石に富む黄緑色のレンズを挟む。この部分は鏡下では緑簾石・青緑色普通角閃石・石英・柘榴石・透輝石・鉄鉱・方解石・ブドウ石(脈)が認められる。

露頭では灰緑色、鏡下ではほとんど無色の角閃石を含む岩石が、栗栖付近・栗林の

西などに産する。

### 黒雲母無色角閃石片岩 (Z—357)

産地：朝地町栗栖南東

成分鉱物：無色角閃石・黒雲母・石英・鉄鉱・電気石

岩石は肉眼では、灰緑色(角閃石)・チョコレート色(黒雲母)・白色(石英)の1~数mmの薄層の互層からなり、石英脈に貫かれている。鏡下では角閃石と黒雲母とはそれぞれほとんど単鉱物からなる葉層を作り、あるいは両者混在する。角閃石はほとんど無色で長さ0.5mm位の柱状結晶からなる。X：無色~微黄色 Y：微黄緑色 Z：微緑色  $c \wedge Z = 21^\circ$   $\gamma = 1.649 \pm 0.002$   $2V = -80^\circ$   $disp: r > v$  黒雲母は葉層によって色が異なり、ほとんど無色のもの(X：無色 Z：微黄緑色)から淡赤褐色(X：微褐色 Z：淡赤褐色)のものまでである(第II図版の1)。

### 無色角閃石片岩 (Z—352G)

産地：朝地町栗林南西の転石

成分鉱物：無色角閃石 ≧ 斜長石・石英・(ブドウ石)

岩石は肉眼では緑色~灰緑色で、石英脈と他の白色細脈とに不規則に貫かれる。鏡下では大部分無色角閃石からなる単鉱物岩である。角閃石はほとんど無色で、長さ0.2~1mmの柱状である。 $c \wedge Z = 20^\circ$   $\gamma = 1.653 \pm 0.002$   $2V = -78^\circ$   $inclined\ disp: r > v$  (strong) 斜長石(曹長石)は0.3~1mm位の半自形・粒状を呈し、石英と少量の角閃石とともに脈状の集合をす。ブドウ石は単独の細脈として貫く。

南帯の岩石は泥質岩源と苦鉄質の火山岩源の岩石とが大部分を占め、結晶質石灰岩の小レンズを含む。泥質岩のうち、北部にあるものは粗粒、片状の黒雲母ホルンフェルスであり、南部には再結晶の進んでいない黒色粘板岩が多い。朝地西方に露出するのは片状構造の顕著な黒雲母千枚岩である。鎧岳南方の荷尾杵花崗岩に近接するところの黒雲母ホルンフェルスは、紫黒色、粗粒、やゝ片状の雲母質基質に1×0.5cm以下の石英質のレンズ・パッチを含んだ特徴的岩相を呈する。この付近の黒雲母ホルンフェルスには細脈に沿って、あるいは不規則に、黒雲母が緑泥石化しているものがある。

## 白雲母黒雲母ホルンフェルス (Z-411T)

産地：大野町岡倉北 1 km

成分鉱物：石英・黒雲母・白雲母・長石？・不透明鉱物・電気石・ジルコン  
石英質と雲母質との葉層が互層し、大きい石英の集合からなるレンズ状のバッチが挟まれる。石英質の部分は 0.1 mm 以下の微細な石英粒を主とし、片状に配列する黒雲母の細片がそのなかに包有されている。雲母質の部分は、0.2 mm 位の黒雲母 ( $\gamma = 1.643 \pm 0.002$ ) と 0.3~1 mm の白雲母とを主とする。バッチを作る石英は粒径 0.5~1 mm 位でモザイク状に集合する。

珪質頁岩起源のホルンフェルスは細粒、緻密である。石灰岩は古殿北方約 1 km の尾根上と朝地西方とに、厚さ 2~3 m のレンズとして産する。白色、結晶質で、径 1~2 mm の粗粒の方解石の集合からなる。

苦鉄質の火山岩を原岩とするものには、凝灰岩源と思われるものと、熔岩源と思われるものがある。凝灰岩源と思われるものは、細粒、暗緑色、塊状またはやゝ片状で原構造は不明である。しばしば不規則な石英脈に貫かれ、あるいは石英質のバッチを包有する。熔岩源のものは塊状であって、中粒、緻密、無斑状の玄武岩と思われるものが多い。ほかに緑黒色、緻密の石基中に 1~2 mm の斜長石残斑晶を点在するものもある。

変火山岩 (玄武岩質凝灰岩?) (Z-384T<sub>1</sub>)

産地：朝地町田夫時東 0.5 km の転石

成分鉱物：陽起石・緑泥石・曹長石

原岩の構造は失われているが、凝灰岩からのものと思われる。細粒の陽起石と緑泥石？とからなる基地中に、0.5 mm 以上の陽起石が不均質に分布する。陽起石の光学性は次の通りである。X：帯緑黄色 Y：帯黄褐緑色 Z：帯微青淡緑色  $X < Z < Y$   $\gamma = 1.661 \pm 0.002$   $2V = -76^\circ$  disp. : r > v

## 変玄武岩 (Z-425)

産地：大野町田中北北西 2 km

成分鉱物：陽起石・曹長石・鉄鉱

原岩は粗粒無斑晶玄武岩と思われる。長さ 0.5 mm 位の短柱状の陽起石が無定方位に篩状に組合い、その間隙を曹長石と針状の陽起石とからなる優白質部が埋め、間粒状組織を残している。陽起石の吸収色はほぼ上記のものと同

じである。 $\gamma = 1.665 \pm 0.002$   $2V = -75^\circ$  disp. : r > v (第 II 図版の 3)

安山岩源のホルンフェルスが石原北東方に産する。これは黒雲母ホルンフェルス中の岩脈と思われる。

## 変安山岩 (Z-378A)

産地：朝地町石原北東

成分鉱物：石英・黒雲母・曹長石・緑泥石・方解石・絹雲母・チタン石・鉄鉱  
肉眼では帯紫灰褐色で、緻密な石基に 1~1.5 mm の斜長石残斑晶を散点する。鏡下では、少量の斜長石斑晶は曹長石・絹雲母・石英などに置換されている。石基は、主に柱状または片状の曹長石・黒雲母と、それらを埋める石英とからなり、インターサタル組織を残している。黒雲母は淡色のものである (X：無色 Y=Z：淡褐色  $\gamma = 1.632 \pm 0.002$ )。

## 西 部

岩石の大部分は片理のよく発達したやゝ粗粒の雲母片岩で、0.5~5mm の優白・優黒質の葉層が互層する。鏡下の性質も中部に産するものと似ている。木原東方では透輝石角閃石片岩が雲母片岩に伴なう。

## 黒雲母透輝石角閃石片岩：(Z-308A)

産地：竹田市木原東 0.7 km

成分鉱物：石英・角閃石・斜長石・透輝石・黒雲母・チタン石・燐灰石

角閃石は帯青淡緑色で、長さ 1 mm 以下の長柱状を呈する。斜長石は灰曹長石に属する。透輝石はやゝ不規則な外形をもち、ポイキリテックに石英などを包有する。黒雲母は少量含まれ、淡褐色である。

## II. 2. 2 貫入岩類

## 珪長質岩脈

朝地変成岩類を貫いて、流紋岩と石英斑岩との小岩脈がある。これらの岩脈は後述の花崗岩類の貫入に伴うものかも知れないが、明らかな関係はわかっていない。

流紋岩の岩脈は田中北北西約 2.5km の路傍でみられる。岩脈の走向は N30° W、傾斜は 40° NE、厚さは約 1.5 m であり、朝地変成岩類の変玄武岩を貫いている。白

色，細粒，緻密の岩石であり，鏡下では細粒珪長岩質の石基中に，高温石英・（曹長石・絹雲母化した）斜長石・（緑泥石化した）黒雲母・柘榴石の斑晶が認められる。

石英斑岩の岩脈は田尾崎南東約 0.7 km の地点にある。岩脈の走向は N 80° E，直立しており，厚さはおそらく数 m である。灰白色，細粒，緻密の岩石であり，径 2～3 mm の黒雲母の薄板状の結晶が，ほぼ平行に配列して流状構造をつくっている。

#### 石英閃緑岩・閃緑岩

杵原付近と北平・綿田付近，すなわち朝地変成岩類の中部の北東側と南西側とに分布する。細～中粒，優黒色の石英閃緑岩・閃緑岩が多く，そのほかに粗粒の閃緑岩～角閃石斑岩の部分もあり，岩相は不均質である。綿田花崗岩に貫かれるが，両岩体の接する付近では，花崗岩とこの岩類との双方の岩相が互層状または不規則に交錯する。図上にはそれぞれの大きな分布の境界が示してある。またそのような部分では，岩体を多くの不規則な石英脈またはアプライト脈が貫く。西の岩体では，綿田から栗林までの道路に沿って，朝地変成岩類の角閃岩がしばしばゼノリス状に包有されている。このようなところでは，細～粗粒の角閃岩と石英閃緑岩～斑岩とが，数～数 10 cm の厚さで互層することがある。これらの変成岩の示す走向は ENE-WSW または E-W であって，周辺の朝地変成岩類の構造と調和している。以上の事実から，これらの岩体は朝地変成岩類を貫き，荷尾杵・綿田花崗岩に貫かれているものと考えられる（荷尾杵花崗岩との関係は 19 頁 第 4.5 図参照）。

#### 細粒角閃石黒雲母石英閃緑岩（Z—432）

産地：野津原町杵原の南

主成分鉱物：斜長石・黒雲母・無色角閃石・普通輝石

副成分鉱物：鉄鉱・燐灰石・（絹雲母）・（緑泥石）

斜長石（曹長石～中性長石）には，少量の 5 mm に達する斑晶状のものと，大部分の 0.4～1.5 mm 位のものがある。短柱状または卓状の自形または半自形を呈する。細かい集片双晶をしているものが多く，微弱な累帯構造がある。0.5 mm 位の細粒なものを除いて，ほとんどのものの内核が絹雲母化している。黒雲母と角閃石とは 0.3～1 mm で，半自形またはモザイク状を呈する。黒雲母は淡褐色～赤褐色の多色性を示す。角閃石は無色～微緑色で，しばしば集片双晶をしている。普通輝石は不規則な外形をもって，やゝ大形の角閃石の中核に残っている。石英はこれらのもの間隙を埋める。

#### 中粒黒雲母角閃石閃緑岩（Z—374）

産地：朝地町綿田

主成分鉱物：斜長石・褐色角閃石

副成分鉱物：黒雲母・鉄鉱・石英・チタン石・燐灰石・（炭酸塩鉱物）・（絹雲母）・（緑泥石）

1～5 mm の斜長石と褐色角閃石とからなる半自形等粒状組織をもつ。斜長石は曹長石の内核と中性長石の外殻部とからなる累帯構造がある。内核はしばしば絹雲母化している。角閃石は淡黄褐～帯赤褐色の多色性を示す。

#### 小川野・荒木・小原付近の小岩体

上記のほか，荷尾杵花崗岩中の小川野・荒木・小原付近に閃緑岩～斑岩が産する。角閃石と斜長石とを主成分とし，岩相は上記の石英閃緑岩・閃緑岩類の中～粗粒閃緑岩～斑岩とよく似ているので一括して図示してある。この付近では，これらの他にもしばしば荷尾杵花崗岩中に同質の小岩塊が包有されている。

#### 超苦鉄質岩・斑岩

北平北方の石英閃緑岩中にあるコートランド岩の 1 岩体と，尾原・尾迫付近の荷尾杵花崗岩中にある斑岩を主とする 2 岩体とがある。

#### 北平北方の岩体

緑黒色・堅硬な岩石で，緑黒色，中～細粒の基地に，径 1～1.5 cm の褐黒色の角閃石がポイキリティックに発達する。岩体中を幅 10 cm～1 m の石英質ペグマタイト脈が貫く。

#### コートランド岩（Z—350）

産地：朝地町北平の北

主成分鉱物：角閃石・橄欖石・普通輝石

副成分鉱物：斜長石・黒雲母・鉄鉱・スピネル・（緑泥石）

角閃石はもともと多量にあり，他鉱物をポイキリティックに包有する大形の結晶と，やゝ小形・半自形で独立にまたは集合して存在するものがある。大形の結晶の中核は褐色角閃石であり，やゝ不規則・不明瞭な境で外側の淡緑色の部分に漸移する。小形の結晶は淡緑色のものである。橄欖石は 0.3～1.5 mm で丸味を帯び，角閃石または普通輝石中に包有されている。普通輝

石は半自形またはまったく不規則な虫食い状の外縁をもって角閃石中に存在する。斜長石は 0.2~0.4mmの小形、自形、清澄、均質な結晶であり、角閃石中に含まれる。黒雲母は金雲母質で、無色~淡褐色の弱い多色性がある。スピネルは濃緑色で、不規則な外形をもつ小晶が極少量含まれる（第III図版の1）。

尾原・尾迫付近の岩体

不均質な岩体であって、緑黒色・粗粒の角閃石を主とする部分（角閃石岩に近い斑礫岩）、緑黒色・中粒・緻密な部分（角閃石岩）、緑色と白色とのかすり状の部分（角閃石斑礫岩）など、さまざまな岩相を有する。全体に無色鉱物の量は少なく、超苦鉄質岩に近い。尾迫南の岩体の南縁は、断層で荷尾杵花崗岩と接しているが、元来は同花崗岩に貫かれているものと考えられる。

石英普通輝石含有角閃石斑礫岩（Z-760F）

産地：野津原町尾迫南方

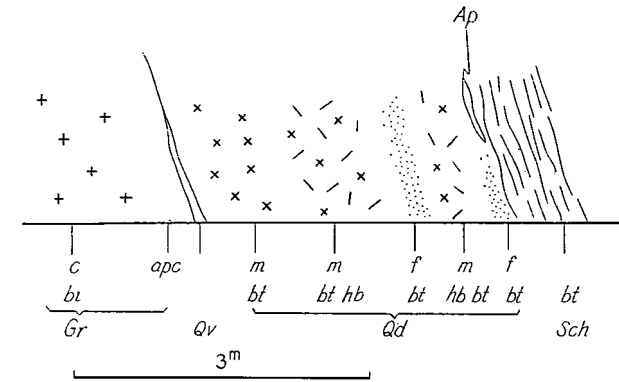
成分鉱物：角閃石・普通輝石・斜長石・石英・（緑泥石）・（絹雲母）・（炭酸塩鉱物）

肉眼では、長さ 3 cm に達する不規則な外形の角閃石の巨晶と、それらを埋める灰緑色の基底とからなる。鏡下では角閃石がもっとも多量にある。大形、自形の結晶で、中核部は褐色、外縁部は淡緑色である。普通輝石は 0.2~0.4 mm 位で、短柱状、自形の結晶からなる。斜長石・石英は、角閃石・輝石の間隙を埋めて存在する。斜長石は絹雲母その他の 2 次鉱物に変質していることが多い。

荷尾杵花崗岩

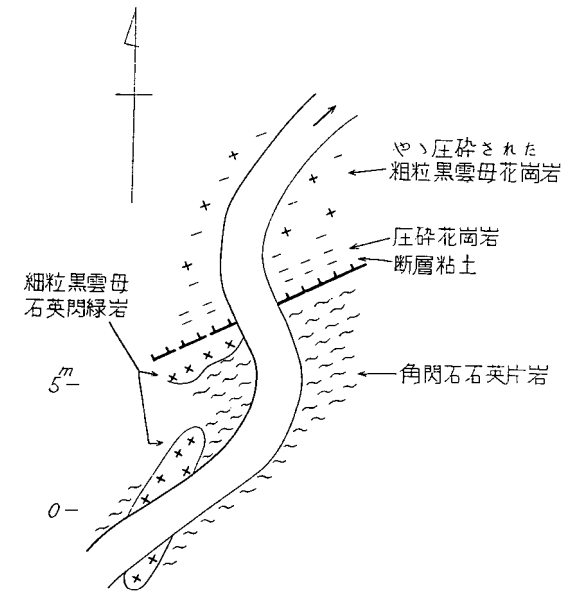
七瀬川の南東側に北東-南西に細長く分布する。岩体の南東側は朝地変成岩類を貫き、北西側は山中花崗閃緑岩と推定断層で接する。粗粒黒雲母花崗岩であって、径 0.5~1 cm の石英・長石（畑付近では 2 cm）と少量の黒雲母とからなる。

岩体は広く圧砕作用を受けており、圧砕化は北西側に強く、尾迫一荷小野一石合を結ぶ地域では圧砕岩となっている。このため岩体中には新鮮な部分は少なく、南東縁の一部を除いては黒雲母は緑泥石化し、一部では肉眼的には有色鉱物は認められなくなっている。全体を通じてやゝ不規則な節理が生じ、酸化鉄の滲出？により淡い橙赤色を呈することが多く、“汚れた”感じを与える。岩相は北東部では比較的均質であ



c:粗粒 m:中粒 f:細粒 apc:アプリティック bt:黒雲母 hb:角閃石 Gr:花崗岩 Qd:石英閃緑岩 Ap:アプライト Sch:片岩 Qv:石英脈

第 4 図 杵原西北西0.8kmの道路傍における荷尾杵花崗岩と朝地変成岩類との関係



第 5 図 河内南南東 1 km (犬飼図幅地域) における荷尾杵花崗岩と朝地変成岩類との関係

るが、ときにやゝ細粒で優黒質の部分があり、細粒黒雲母石英閃緑岩となる。一般にこの部分は粗粒の主部よりも新鮮である。図幅地域東縁の畑北方には朝地変成岩類に由来すると思われるゼノリスが2箇所に見られる。ゼノリスは花崗岩化作用を受けているが、なお明らかな片状構造を残しており、南方の朝地変成岩類の一般走向とは著しく異なるN40°Wの走向をもっている。南西部の小原・小川野付近ではやゝ不均質であり、しばしば細粒優黒質の岩相を呈し、多くの石英脈またはペグマタイト脈・アプライト脈に貫かれ、また閃緑岩質～角閃岩質の小ゼノリスを含んでいる。

尾迫付近では強く圧砕されて、有色鉱物はまったく消失し、石英・長石は角がとれて丸味を帯び、かつ明瞭な流状の配列をしている。

圧砕岩は石合東方によく発達する。淡褐灰色・淡青灰色などを呈し、不規則な斜交節理があり、一部には片状に近い剝理がある。一見、中～細粒の砂岩～凝灰岩のようである。網状の石英脈に貫かれる。

荷尾杵花崗岩の南東縁はN40°E方向のほぼ直線的な境界で朝地変成岩類（および石英閃緑岩）を貫いている。貫入接触の露頭は杵原北西の道路沿いにみられる。東隣犬飼図幅地域西縁の畑東の沢と河内南東の沢とは、両者は断層で境されているが、付近の岩相の関係は上記の杵原北西でみられるのとよく似ている。すなわち杵原北西では、荷尾杵花崗岩の、やゝ優白質粗粒の黒雲母花崗岩と、黒雲母縞状片岩との中間に、細～中粒で不均質な優黒質石英閃緑岩・閃緑岩が幅約3mに亘り介在している（第4図）。畑東の沢では、荷尾杵花崗岩の圧砕された粗粒黒雲母花崗岩と、黒雲母片岩との間に、細～中粒の石英閃緑岩、細粒雲母石英片岩などが反覆して露出する。また河内南東の沢では、圧砕された粗粒荷尾杵花崗岩と雲母片岩とがN65°Eの断層で接し、接触部近くの片岩の中には片状構造をきって、ポケット状に黒雲母石英閃緑岩～アプライト質細粒花崗岩が存在する（第5図）。これらの境界付近にみられる石英閃緑岩などの細～中粒岩は、杵原付近の石英閃緑岩と、肉眼的にも鏡下においてもよく似ており、荷尾杵花崗岩より以前に朝地変成岩類に貫入したものである。

#### 黒雲母花崗岩（Z—757）

産地：朝地町小川野

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：柘榴石・燐灰石・ジルコン・鉄鉱・緑泥石

この標本は荷尾杵花崗岩中ではもっとも圧砕の影響の少ないものの代表である。石英・斜長石・カリ長石には1cm以上のものもある。石英は激しい波動消光を示し、縫合状に組み合わせ、粒状化された小結晶が長石の周囲を取り巻いて、モルタル構造が出来かかっている。斜長石は灰曹長石、カリ長石は微斜長石で、ともに結晶は多少屈曲している。黒雲母は無色鉱物の結晶粒間に彎曲した小結晶が集合する。一部緑泥石に変質している（第III図版の3）。

#### 圧砕岩（Z—753）

産地：野津原町石合、水銀旧坑母岩

成分鉱物：石英・斜長石・絹雲母・炭酸塩鉱物・チタン石・不透明鉱物

石英と少量の斜長石とからなる岩石の破片がレンズ状または鱗片状にあり、その間を細粒の石英・絹雲母・炭酸塩鉱物・チタン石などが填めている。やゝ大きな岩片はその中がさらに鱗片状の小部分に分かれ、石英は著しい波動消光を示し、斜長石は屈曲しており、全体として激しい差動運動の行なわれたことを示している（第III図版の4）。

#### 綿田花崗岩

朝地の北方でNNE-SSWに延びた不規則な形に分布して、朝地変成岩類および石英閃緑岩・閃緑岩類を貫いている。露頭は著しく風化してザラザラの粗粒の砂状を呈していることが多い。主体は粗粒の黒雲母花崗岩であるが、やゝ不均質であって、粒度・鉱物の量比などの変化により石英閃緑岩あるいは細粒優白質花崗岩などに移過する。粗粒の典型的な岩相では径約1cmの粒状の石英、0.5～2cmの半自形長石を主とし、それらの間をうめた2mm以下の黒雲母と、それよりずっと少量の3mm以下の角閃石とからなっている。円味を帯びた優黒質のゼノリスを含み、これは接触部近くに著しい。石英脈・アプライト脈・ペグマタイト脈などに貫かれる。

#### 角閃石黒雲母花崗閃緑岩（Z—373）

産地：朝地町綿田南東

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：褐簾石・ジルコン・燐灰石・（緑泥石）

斜長石（灰曹長石）と黒雲母・角閃石とは自形性が強く、石英とカリ長石（正長石）とがそれらの間隙を埋める。斜長石には細かい反覆累帯構造をもつものがある。黒雲母は褐色、角閃石は緑色のものである。

以上とは別に東方に離れて、鎧岳の南と南東とに花崗岩の小岩体がある。岩相が綿田花崗岩と似ているので、こゝに一括した。

#### 鎧岳南方の岩体

粗粒の黒雲母花崗岩である。長さ約 2 cm（ときに 4 cm に達する）のほぼ平行に配列した長石の結晶と径 1 cm の石英と黒雲母とからなる。黒雲母はやゝ大形の自形結晶とそれより小形で小クロット状の集合を作るものとある。岩体の内部は比較的均質で包有物は少ない。朝地変成岩類を貫く露頭は藤浪北西の小沢で観察され、そこでは両者は直線状の明瞭な境界をもって接している。接触部近くの花崗岩はやゝ細粒で優黒質の岩相を示すことがある。朝地変成岩類の黒雲母ホルンフェルスは接触部近くでやゝ粗粒化し、アプライト質花崗岩・アプライト・ペグマタイトなどの岩脈に貫かれている。

岩石は一般に新鮮であるが、南東隅の旧観法鉾山付近には緑泥石化が行なわれている。

#### 角閃石黒雲母花崗閃緑岩（Z-412）

産地：大野町藤浪の北

主成分鉱物：石英・斜長石・カリ長石・黒雲母

副成分鉱物：角閃石・褐簾石・燐灰石・ジルコン・（絹雲母）・（緑泥石）・（ブドウ石）

石英・斜長石（灰曹長石）・カリ長石（微斜長石）は 0.5～5 mm の半自形等粒状構造をなしている。石英は軽微な波動消光を示す。黒雲母は径 0.3～2 mm 位の板状で、黄褐～褐色の多色性をもつ。角閃石は緑色の柱状結晶で、外周を黒雲母にとりまかれる。長石の一部は絹雲母に、黒雲母の一部は緑泥石に変質し、また脈状にブドウ石を含む。

#### 鎧岳南東方の岩体

岩質は上記のものによく似ている。アプライト質花崗岩脈・アプライト脈・ペグマタイト脈などに貫かれている。優黒色のゼノリスは北方に多くなる傾向がある。北方の石英閃緑岩・閃緑岩類との境界は岩相が不均質となり、花崗岩質の部分と閃緑岩類の部分が交互に現われ複雑な境界をもって接している。東隣犬飼図幅地内の高野付近

に、この岩体が石英閃緑岩・閃緑岩類を貫く露頭がある。

#### 山中花崗閃緑岩

七瀬川の北西側に分布し、新生代火山岩類に覆われて谷沿いの低地に露出する。岩体の南東側は荷尾杵花崗岩と推定断層で接するが、他の先新生代岩層との関係は不明である。露頭は風化していることが多く、新鮮な露頭は河床・県道沿いの切割などに限られる。中～粗粒の角閃石黒雲母花崗閃緑岩または石英閃緑岩である。部分的には緑泥石化しているが、全体には変質が少なく、新鮮である。場所ごとに多少の岩相の差はあるが、一露頭位の規模ではほぼ均質であるか、あるいはやゝ優白質の部分と優黒質の部分があるという程度に不均質である。厚板状自形の黒雲母とやゝ太い柱状・自形の角閃石とを特徴とする。一般に黒雲母が角閃石より多いが、所によっては前者がほとんどなく、後者の量は多くなって角閃石石英閃緑岩の岩相を呈する。優黒色細粒の円味を帯びたゼノリスを少量含む。北東部裏谷の西方では、南西部に較べてやゝ細粒、優黒質であって、有色鉱物の自形性はやゝ少ない。

荷尾杵花崗岩との直接の関係を示す露頭は発見されなかった。図幅地域東縁の県道上 199 m 水準点付近では、県道の南東側には圧砕され、珪化した荷尾杵花崗岩が、また北西側にはやゝ圧砕され緑泥石化した山中花崗閃緑岩が露出し、その間に断層が推定される。こゝの山中花崗閃緑岩は、破碎され粒状化した花崗岩片と結晶破片とが膠結されて一見花崗岩質砂岩の観を呈し、圧砕・再結晶作用の顕著な荷尾杵花崗岩中の圧砕部とは外観・鏡下の性質とも異なる。また荷尾杵花崗岩中には広く圧砕作用がみられるが、山中花崗閃緑岩中で圧砕の認められるのはこの露頭のみであり、こゝで両岩体を境する断層に伴う軽微な圧砕を示すものと思われる。

#### 角閃石黒雲母花崗閃緑岩（Z-682）

産地：野津原町山中北東

主成分鉱物：斜長石・石英・カリ長石・黒雲母・角閃石

副成分鉱物：鉄鉱・燐灰石・ジルコン・チタン石・（緑簾石）・（緑泥石）

斜長石（灰曹長石～中性長石）・黒雲母・角閃石は自形で、それらの間隙を石英・カリ長石（正長石）が埋める。斜長石には累帯構造がある。黒雲母は一般に厚い板状または短柱状で、黄褐～（帯緑）褐色の多色性をもっているが、

その他に、間隙充填状に小形の緑色黒雲母の集合がある。角閃石は柱状で、X=褐黄色、Y=黄褐色、Z=帯青緑色の多色性を示す（第Ⅲ図版の2）。

旧野津原村と旧今市村との境界付近の県道沿いに、角閃石黒雲母石英斑岩が露出する。この花崗岩に伴う小規模の侵入体と思われる。暗灰色、細粒の石基に石英・黒雲母の自形斑晶が認められる。

#### 角閃石黒雲母石英斑岩（Z—683）

産地：野津原町山中北東

斑晶：斜長石・石英・黒雲母・角閃石・鉄鈹・燐灰石・（緑簾石）・（緑泥石）  
斜長石は0.5～2 mmの中性長石で、累帯構造をもつ。石英は融蝕形をもった自形の高温石英である。黒雲母は独立に存在するものと、斜長石・角閃石・鉄鈹などとともに集斑晶をつくるものとある。独立にあるものはやゝ大形で緑褐色であり、集斑晶中にあるものは、そのような大形・緑褐色のものと、小形で緑色のものがある。角閃石は褐黄～緑色の多色性がある。

石基：石英・アルカリ長石・斜長石・黒雲母

おもに径0.02 mm位のマイクログラフィック組織の小部分（石英とアルカリ長石からなると思われる）の集りと、その中に散在する0.01～0.02 mm位の緑色黒雲母の細片とからなり、その他に、同様の粒径か、またはやゝ大きい石英・斜長石を含んでいる。

### Ⅱ. 2. 3 白 堊 系

図幅地域南東部の3ヵ所に露出するが、いずれもごく小面積を占めるに過ぎない。そのうち田中の北西および西の2ヵ所は、大野山地の山麓部に位置して朝地変成岩類に接し、新生界に覆われており、他の1ヵ所は図幅南縁にあつて、新生代火山岩中に窓状に露出する。礫岩・砂岩・黒色頁岩からなる水成堆積岩層であつて、東隣犬飼図幅地域に広く分布する上部白堊系大野川層群の一部である。

朝地変成岩類との関係は田中北西（若宮北西）では露出が隔てられて不明であるが、田中西（屋原付近）では2ヵ所でその関係がみられる。そのうちの1つは幅約30 cmの断層角礫を伴うN40°E、直立の断層であり、他の1つはその約300 m南西にあつて、風化していない朝地変成岩類と不規則な境界で直接白堊系礫岩が接しており、この露頭は不整合と考えられる。大野川層群に関するこれまでの知識によると、この礫岩の岩相は同層群の基底を示すものとされ、野外の観察とあわせると、こ

の地層は朝地変成岩類とは一部に断層を伴う不整合関係にあると判断される。

田中付近に分布するものは、特徴的な帯紫暗赤色を呈する無層理の礫岩である。礫は淘汰不良で、径30 cm以下、一般には10 cm以下であり、基質よりも礫の方が多いこともある。円礫を主とし垂角礫をまじえる。礫の種類は砂岩・チャート・花崗岩・斑岩などである。花崗岩中には荷尾杵花崗岩に似た粗粒岩が含まれる。これらの礫は朝地変成岩類とそれを貫く貫入岩類から由来したものと思われる。

図幅地域南縁のものは、細礫礫岩と少量の黒色頁岩とを挟む粗粒砂岩からなり、N40°E・40°SEの走向・傾斜を示す。粗粒砂岩と細礫礫岩とは黄褐色でやゝ硬めに膠結されている。

## Ⅱ. 3 新 第 三 系

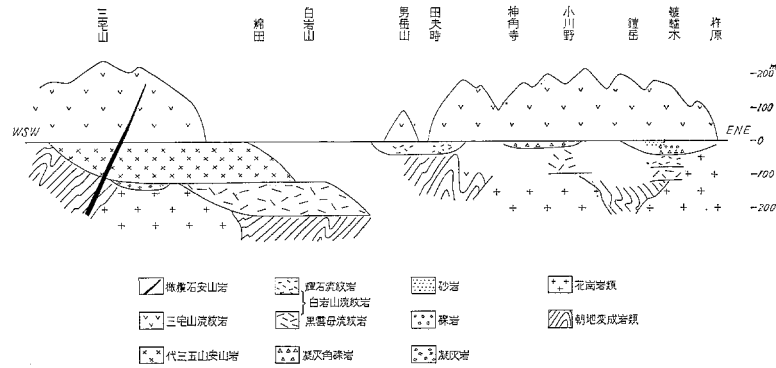
### Ⅱ. 3. 1 大野火山岩類<sup>註3)</sup>

図幅地域南東部、鑑ガ岳から木原山に連なる大野山地をつくる、流紋岩・安山岩と少量の堆積岩とからなる累層を大野火山岩類<sup>註4)</sup>という。構成岩類を下部から白岩山流紋岩<sup>註5)</sup>・代三五山安山岩・三宅山流紋岩<sup>註6)</sup>・橄欖石安山岩岩脈とそれらに伴う堆積岩類とに分ける（第6図）。この火山岩類に伴う堆積岩類は淡水性の薄い地層で、これから産する植物化石と火山岩類の性質とから、これらは中新世新期から鮮新世古期に亘るいわゆる第一瀬戸内型の堆積物とされている<sup>25)</sup>。火山岩は流紋岩の熔岩・熔結凝灰岩、少量の凝灰岩を伴う安山岩熔岩、多量の流紋岩熔結凝灰岩の順序に活動し、最後に橄欖石安山岩の小岩脈が貫いた。全体を通じて流紋岩がもっとも多量で、安山岩がこれに次ぎ、苦鉄質岩はきわめて少ない。造鉄質物の上からは、白岩山流紋岩の一部と三宅山流紋岩とはサニディンの斑晶が多く含まれること、各岩類を通じて角閃石斑晶のみられないことが特徴的である。

註3) 松本唯一<sup>5)</sup>による大野火山区の内容とほぼ等しい。

註4,5,6) 白岩山流紋岩と三宅山流紋岩は松本唯一<sup>5)</sup>によって一括して“鑑ガ岳熔岩”と呼ばれ、代三五山安山岩の下位に当たるとされていたが、後述するように層位的にも岩石学的にも流紋岩類は2分される。そして現実に鑑ガ岳を構成している岩類は代三五山安山岩より上位に当たるので、混乱を避けるために流紋岩類の2部層を新しく命名した。なお松本幡郎<sup>31)</sup>の鑑ガ岳熔岩のうち第一期熔岩は白岩山流紋岩の一部、第二・三期熔岩は三宅山流紋岩の黒色相、第四期熔岩は同熔岩の白色相にそれぞれ当たるものと考えられる。





第 6 図 大野火山岩類の模式図

白岩山流紋岩

この地域の新第三系の最下部の地層である。流紋岩の数枚の熔岩・熔結凝灰岩を主体とし、少量の凝灰角礫岩・凝灰質砂岩を伴う。図幅地域内では主として大野山地北東部の北縁と白岩山付近などに分布するが、数カ所に分かれていてそれぞれの関係は明らかでない（第 6 図）。石合では流紋岩の基底に薄い凝灰質砂岩があつて花崗岩の風化面上にのっているが、他の所ではみられる限り熔岩が直接基盤を覆っている。この岩類の基底面はほぼ平坦で主として高さ 500~600 m にあるが、白岩山付近では小凹地状をなして 300~400 m の高さにある。石合付近のものは断層運動によって低所に転位したものと考えられる。

熔岩・熔結凝灰岩には黒雲母流紋岩・輝石流紋岩（黒雲母を含むものもある）の 2 種がある。黒雲母流紋岩は小川野の南・杵原の北と南西・平野寺の北・白岩山付近などに、また輝石流紋岩は杵原の南・石合・田夫時などに、それぞれ産する。岩石種ごとに、また産地ごとに多少の岩相の差はあるが、共通した性質をもち、また三宅山流紋岩とは明瞭に区別されるので、第 2 表にそれぞれの特徴を表示した。

黒雲母流紋岩 (Z-755)

産地：朝地町小川野南西 1 km

化学成分：SiO<sub>2</sub>：71.13%（第 7 表 1）

斑晶：斜長石・サニディン・石英・黒雲母・鉄鈹

斜長石・サニディン・石英は破片状のものが多く、いずれも清澄である。黒雲母は褐色で、径 0.3~1 mm の薄い板状を呈する。

石基：淡褐色で、潜晶質かまたは細粒の珪長岩質組織からなる。流理状の平行構造があるが、熔結凝灰岩の組織である扁平化したビトロクラスティック組織の残存構造かも知れない。平行構造に沿い、レンズ状~条線状に結晶化し

第 2 表

		白岩山流紋岩	三宅山流紋岩	
地 形		一般になだらか	厚い卓状または尖峰	
産 状		熔岩流・熔結凝灰岩 1枚の厚さ 20~100m	熔結凝灰岩 厚さ 150~250m	
肉 眼 的 質 性	節 理	薄い板状および、または柱状	柱 状	
	基 色	灰色~灰白色	(黒色相)	(白色相)
			黒 色	灰白色~灰褐色
	構 造	緻密または粗鬆 しばしばガラス質	緻 密 ガラス質 (黒曜岩)	粗 鬆
斑 晶	総 量	少量~稍多量	多 量	
	石 英	小形・通常多くない	多 量	
	長 石	小形(普通 1mm 以下) 通常多くない	2mm 位, 多量	
	鉄苦土鈹物	肉眼で認められることが多い	発見が困難, 肉眼では稀	
外来包有物	小形のものを時々含む	かなり多量		
斑 晶 鈹 物	斜 長 石	(黒雲母流紋岩) +	(輝石流紋岩) +	+
	サニディン	+	+	+
	石 英	+	+	+
	黒 雲 母	+	+	±
斜方輝石		+	+	
単斜輝石		±	+	
橄欖石			+	

た部分があり、その一部のは内部に空隙があって鱗珪石が成長している。その他の石基鉱物は微量で判別できない。

#### 紫蘇輝石流紋岩 (Z-684)

産地：野津原町石合

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・石英・鉄鉱

斜長石（中性長石）は柱状自形のものと同破片状のものとあり、累帯構造は著しくない。紫蘇輝石は長さ 0.5～2 mm の柱状自形を呈する。少量の高温石英を含む。

石基：無色のガラスからなり、微細な粒子の配列による流状構造が顕著である。

#### 代三五山安山岩<sup>註7)</sup>

図幅地域の南部、三宅山の東麓に分布する。厚さ約 100 m の安山岩熔岩で、基底に厚さ 10 m 位の火山砕屑岩を伴う。分布の南西部、中村付近では基盤の朝地変成岩類を直接に覆い、その東方白岩山付近では白岩山流紋岩を被覆している。

安山岩は全域を通じて均質であって、黒色、緻密なガラス質石基に径 2 mm 以下の汚濁した斜長石斑晶を散点する。板状・煉瓦状あるいは不規則な方状の節理の発達する緻密な部分が多いが、熔岩流の表面に近いごく小部分には塊状部、気孔の発達する部分などがある。

#### 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (Z-340D)

産地：朝地町綿田の南西 0.6 km

化学成分：SiO<sub>2</sub>：59.20%（第 7 表 2）

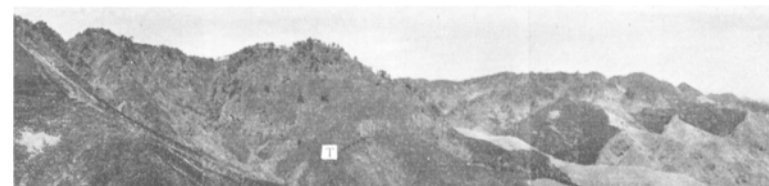
斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石のうち大形のもの、蜂巣状に石基ガラスと輝石粒とを包有する。輝石は少量で、集斑晶をつくるものが多い。

石基：褐色ガラス・斜長石・単斜輝石・鉄鉱・斜方輝石

長柱状の斜長石・単斜輝石と極少量の斜方輝石などが多量の褐色ガラス中にある。

註7) 模式地の代三五山は東隣犬飼図幅地域内にあるが、その付近に分布するものと本図幅地内ものとは、層的にも岩石学的にも同一であるので、従来の文献<sup>9)17)</sup>に用いられた名称をそのまま使用した。



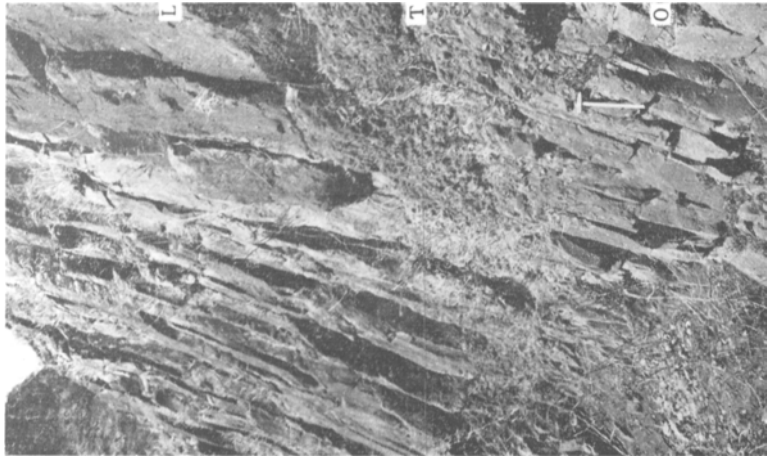
下位の開析された山地は朝地変成岩類からなる  
Tは図版3のTと同じ、神角寺北東

図版2 三宅山流紋岩の卓状の山地

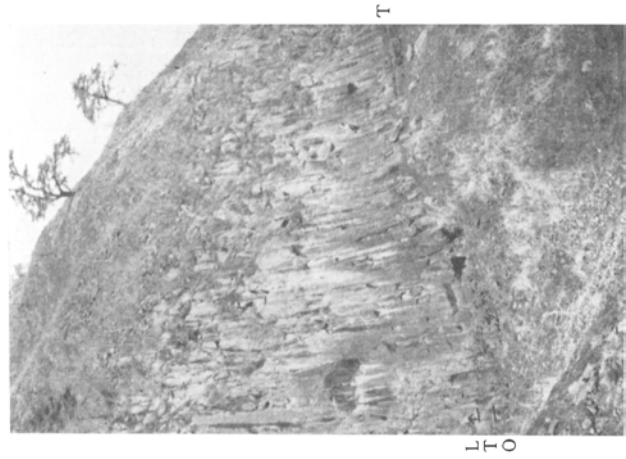
#### 三宅山流紋岩

この岩類は高さ 600～860 m の大野山地の頂部を形成する厚さ 150～250 m の流紋岩熔結凝灰岩の岩体である。径 1～2 m の柱状節理がよく発達し、そのため急崖に囲まれた卓状の山地か、あるいはより侵蝕の進んだ場合には孤立峰の多い突元とした地形を作る。現在の分布の北西側では基盤の先新第三系（朝地変成岩類と貫入岩類）または白岩山流紋岩を、南東側では基盤岩または代三五山安山岩を覆っている。処々で下位層との間に薄い堆積岩を挟むことがあるが、その分布は局地的なものと思われる。熔結凝灰岩の最下部は崖錐に覆われて下位層との接触面は見られないことが多いが、そのようなところに堆積岩があったとしても極めて薄いものであり、多くのところでは直接熔結凝灰岩が下位層と接しているものであろう。

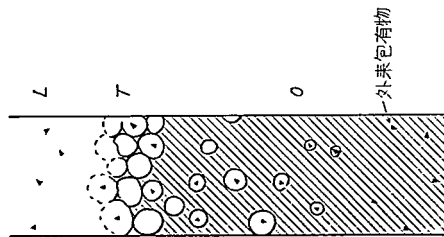
この岩体の岩石には野外では太い柱状節理が発達し、底面に平行な白色のレンズ状体または空隙が普通にみられ、また外来包有物が多く含まれている。鏡下では扁平化されたピトロラスティック組織が明瞭である。以上のことからこの岩体の岩石が熔結凝灰岩であることは明らかである。岩相は後述する黒色相と白色相との2種があることを除いては全体を通じてきわめてよく似ている。黒色相は全体の基底部には普遍的に発達しているが、それ以外に岩体中の処々に存在するものについてはその分布の規則性は明らかでない。その他の性質についても、岩体中の規則的な岩相変化があるかどうかを明らかにすることができなかった。また岩体中では明瞭な降下火山砕屑物と水成堆積物とは認められていない。本岩体は大規模な火山砕屑流の堆積物と考えられるが、上に述べた不確かさのために、それが一回の大きな活動に由来するものか、何回かの活動の繰り返えしによるものなのかは明らかでない。



図版 4 図版 3 の近景



図版 3 神角寺北東における三宅山流紋岩の基底部  
O: 黒色相 T: 漸移帯 L: 白色相



第 7 図 図版 3 と同じ

熔結凝灰岩の岩相には甚だしく見掛けを異にする 2 種、すなわち黒色ガラス質の黒曜岩と灰白色～淡褐色の流紋岩<sup>註8)</sup>とがある。後者は前者の結晶化したものであるが、便宜的にそれぞれを黒色相・白色相として区別して取り扱う。岩体の基底部は常に黒色相であるが、その厚さは通常数 m 以下である。その他の部分はときに不規則に黒色相を含む白色相であるが、量的には白色相が圧倒的に多い。この両者は灰褐色の中間的岩相を経て漸移するのが普通であるが、神角寺東方約 500 m の岩体基底部では、以下に述べるようにきわめて特徴的な移過の様相を呈する。

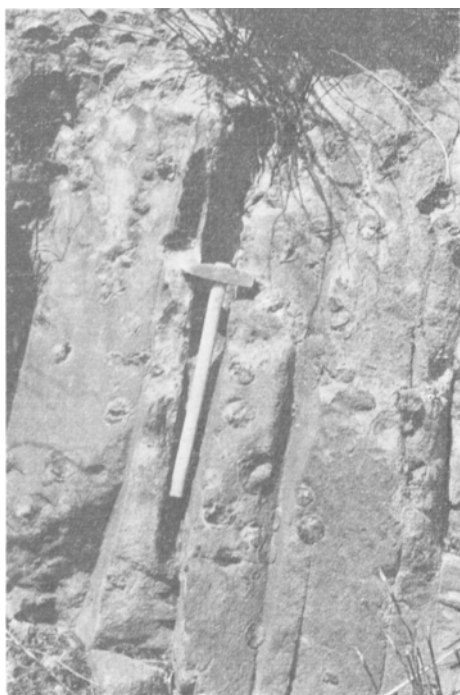
神角寺東方の露頭における黒色相と白色相との関係

この露頭は高さ 10 m 以上の柱状節理のよく発達した崖である (図版 3)。それより下の部分は崖錐に覆われて見えないが、崖錐中の転石その他から判断して隠されている部分は 10 m を超えないと思われ、それ以下は基盤の朝地変成岩類である。崖に露出している部分の基底から約 1.5 m 上の所に幅 0.5~1 m の漸移帯があり、それから下は黒色相、それから上は淡褐色の白色相である。下の黒色相には径 5 cm 内外の白色相の球状体が含まれ、これが上方にやゝ大きさと量を増し漸移帯では急激に量を増して径 5~10 cm の球状体が密集し、球と球との間隙に黒色相を残すのみとなり、さらに上方に向かうに従って間隙の黒色相がまったく消失して白色相に移過する (第 7 図)。この漸移帯は風化面では密集する球状体のために平滑な節理面をもたず細かい凹凸を示して、遠望すると崖の基部近くに水平な帯を画して明らかに認められる。黒色相中の球状体は露頭の節理面に円形の断面を見せており、そのまゝ球状体だけを取り出すことができる。球状体の心部には必ず外来岩片が核として包有されている。球の外被をなす白色相は下方に行くに従い薄くなり (球径が小となり)、ついには外来岩片が球に包まらず単独に黒曜岩中に存在するようになる。すなわち下方から上方へ黒色相中の外来岩片の周囲に白色相が量を増して、全量を占めるまで変化する。

鏡下において 1 個の球状体とその周囲 (Z-401) について観察すると、核には径約 7 mm の変成岩角礫 (陽起石・斜長石からなる) があり、その周囲に厚さ約 1 cm の白色相の外被があつて球形をなしている。球状体は鏡下では淡褐色、外側の黒色相は無色～微淡褐色で、その境界はやゝ凹凸はあるが漸移的ではなく、明瞭に区別される。しかし斑晶・基質の性質は両者まったく同様であつて、ビトロクラスティック組織をつくるガラス碎片も双方に連続している。ガラス碎片は、黒色相中では微淡褐色でまったくガラス質であるが、白色相の球体中では各碎片の外縁は淡褐色、内部は淡黄緑色であり、個々の碎片をきって羽毛状～束状に結晶化し、伸長方向に対して負の微弱な復屈折が認められる。

註8) 松本唯一<sup>5)</sup>のデレン岩はこの岩相を指す。

以上の観察から核の外來包有物を除いて、球状の白色相は黒色相とはまったく同質の基質であったことは明らかであって、この火山碎屑流堆積物の堆積直後にガラスから放出される揮発性成分が外來包有物の周囲に集中した（あるいはその周辺で放出が容易に行なわれた）ために、その付近だけ晶出温度が低下して結晶化が行なわれたものと考えられる<sup>註9)</sup>。



図版5 黒色相中の球状体

註9) 種子田定勝・山本敬は鹿児島・熊本県境付近において、外來包有物でない同源の団球を含む安山岩を発見して、含球安山岩として下記の文献に記載し、その成因について岩漿の固結期における揮発性成分の影響を考えている。

Taneda, S.: Two "Ball Andesites" from Japan, Mem. Fac. Sci. Kyūshū Univ., Ser. D (Geol.), Vol. 3, No. 3, (1952)

Yamamoto, T.: On the ball-andesite from Kugino, in the vicinity of Minamata City, Kumamoto Prefecture, Bull. Kyushu Inst. Technology (Mathem., Nat. Sci.) No. 2, (1956)

### 黒雲母含有輝石橄欖石流紋岩（熔結凝灰岩）（黒色相）（Z-749）

産地：野津原町轆轤木

化学成分：SiO<sub>2</sub>：70.46%（第7表3）

斑晶：斜長石・サニディン・石英・橄欖石・斜方輝石・単斜輝石・黒雲母・褐簾石<sup>註10)</sup>

1～3 mm 以上の石英・長石の斑晶を多量に含む。斜長石の多くは清澄な灰曹長石で、累帯構造も顕著ではないが、石灰質斜長石の核をもつものもある。サニディンは柱状、自形、清澄で、カールスバッド双晶をしているものもある。石英は融蝕形をもった高温石英である。橄欖石は緑褐色粘土鉱物に変質した仮像が多く、一部のものは内核に新鮮な結晶が残存している。輝石は0.2～0.5 mm 位の柱状結晶である。

基質：淡褐色ガラス質で、扁平化し熔結したビトロクラスティック組織が明瞭に認められる（第IV図版の1参照）。

### 流紋岩（熔結凝灰岩）（白色相）（Z-332）

産地：竹田市森屋北1 km の道路傍

斑晶：斜長石・サニディン・石英・（輝石？）

長石・石英の斑晶は黒色相のものと同様である。鉄苦土鉱物はまったく変質して仮像を残すのみで、原鉱物を判定できない。

基質：サニディン・石英

細粒の珪長岩質組織であるが、ビトロクラスティック組織のなごりが不明瞭ながら認められる。

### 橄欖石安山岩

三宅山東部の高さ500 m 付近で、橄欖石安山岩の1岩脈が三宅山流紋岩を貫いている。岩脈はN60° W, 70° NEの方向で、幅約10 m である。岩脈に接する流紋岩は数 m に亘り破碎され、岩脈中の周縁部には壁面に平行した薄い板状節理が、内部には斜交した節理が発達する。肉眼では灰褐色、緻密、無斑状で、一見中粒砂岩様の見掛けを呈する。

### 普通輝石橄欖石安山岩 IV d<sup>註11)</sup>（Z-342）

註10) 松本幡郎<sup>31)</sup>によると、橄欖石・斜方輝石・単斜輝石はそれぞれ ferrohorthonolite, ferrohypersthene, ferroaugite である。

註11) 久野久：火山及び火山岩（1954）205 頁による。以下同様。

産地：朝地町三宅山三角点東 1 km の林道傍

化学成分：SiO<sub>2</sub>：52.09%（第 7 表 4）

斑晶：橄欖石・普通輝石・斜長石

橄欖石はもっとも多量にある。0.8 mm 位のものから小形の微斑晶までであり小形のものが多い。ピコタイトの小粒を包有する。斜方輝石反応縁をもつ。

普通輝石と斜長石は小形で少量である。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・アルカリ長石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・金雲母質黒雲母・（黄緑色粘土鉱物）

斜長石・輝石からなる中粒間粒状組織で、結晶間隙にはアルカリ長石がある。やゝ優白質のパッチがあり、斜長石・アルカリ長石・斜方輝石・金雲母質黒雲母などからなる。黄緑色の粘土鉱物は橄欖石斑晶の一部を交代し、また結晶間隙を埋め、とくに優白質パッチに多い。

## II. 3. 2 竜原層

図幅地域北東部の竜原付近に分布する堆積岩類と輝石安山岩熔岩・角閃石安山岩侵入体を一括して竜原層とする。谷層とは堆積岩類の岩相がやゝ異なることと、輝石安山岩・角閃石安山岩を伴うことで区別され、両者は断層で接しているものと考えられる。

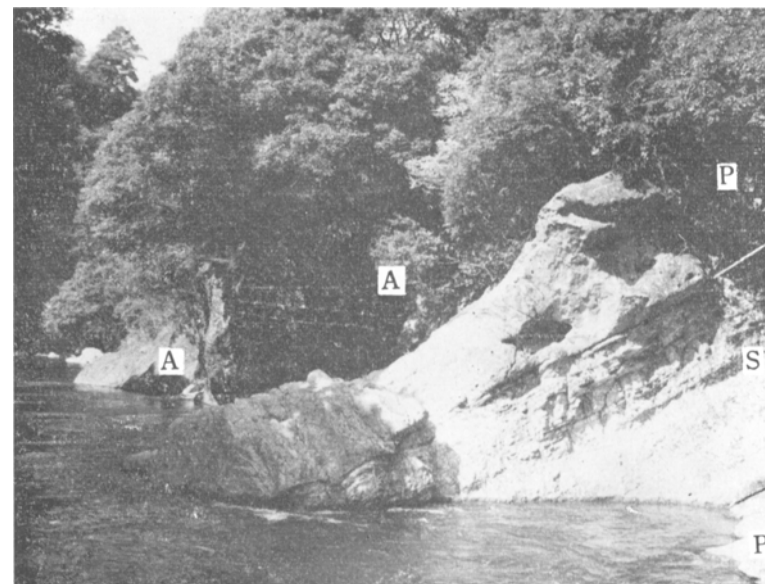
### 砂岩・凝灰岩

黄色または暗灰～黒色の泥岩、黄褐色の凝灰質砂岩、軽石凝灰岩、軽石質火山礫凝灰岩などの互層からなる。凝灰質砂岩は黒雲母片・安山岩礫を含む。軽石質火山礫凝灰岩には斜長石・輝石の結晶が含まれる。

谷層にくらべてやゝ硬く膠結されている。全体はほぼ水平であるが、NE-SW および NW-SE 方向の小断層が多く、走向傾斜は一定しない。

### 輝石安山岩

竜原橋付近のもの（熔岩流？）とその約 0.3 km 南方の堆積岩中に挟まれる薄い 2 枚の熔岩流とがある。ともに黒色ガラス質安山岩であるが岩相はやゝ異なる。竜原橋のものは灰色に汚濁した径 3～5 mm の大形の斜長石斑晶を含む。南方のものは、中間に薄い軽石砂層を挟んだ 2 枚の塊状熔岩で、厚さは 2 枚で約 6 m である。長さ 1～2 mm の斜長石・輝石の斑晶を含む（図版 6）。



A：安山岩熔岩流 P：軽石凝灰岩 S：黄色シルト岩  
図版 6 竜原層中の輝石安山岩（竜原南 0.5 km の芹川河岸）

### 普通輝石紫蘇輝石安山岩 Vd (Z-601L)

産地：庄内町竜原、竜原橋下

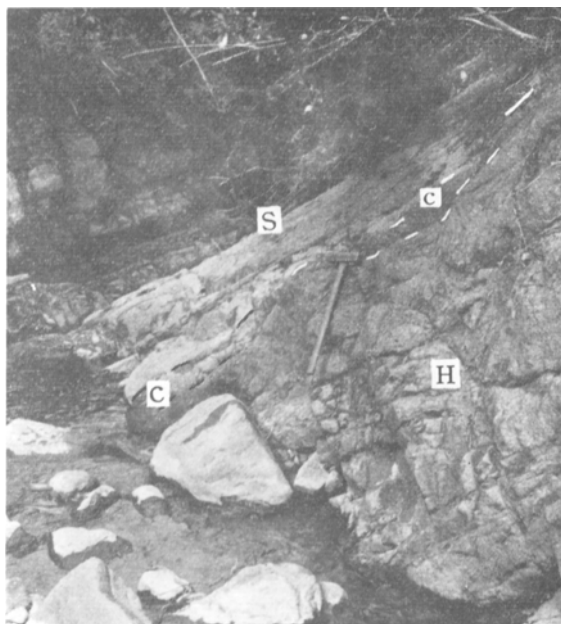
斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・（橄欖石）

斜長石は大形・自形で、蜂巣状にガラスを包有するものと円い輝石・鉄鉱粒を含むものが多く、清澄なものは少ない。橄欖石はごく少量であり、輝石粒に囲まれたものと、輝石斑晶中に包有され円味を帯びた小粒とあり、ともに緑色の粘土鉱物に置換されている。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・褐色ガラス

### 角閃石安山岩

竜原東方の 440 m 峰を構成する岩体で、南に離れた小露出がある。北の主岩体の北縁は断層で谷層に接する。南の小岩体の南縁は 577.5 m 三角点北西の小沢で竜原層の堆積岩に整合的に進入している（図版 7）。接触面近くの砂岩・泥岩はやゝ硬化して



S: シルト岩・砂岩・結晶凝灰岩の互層 H: 角閃石安山岩 C: 同上の黒色ガラス質急冷縁  
図版 7 堆積岩中に進入した角閃石安山岩の岩床

いるが、変質作用はほとんど受けていない。北の岩体は南の岩体の推定断層による繰り返しと考えられる。谷層との接触は図幅北縁の挾間町片野南の小沢で見られる。谷層の、安山岩異質角礫を多く含んだ黒雲母流紋岩質軽石凝灰岩と N 80° E・垂直の断層で接し、付近の本岩中には断層にほぼ平行な節理が発達し、断層から数mは破碎され亜円礫様の岩塊を含む断層角礫岩となっている。

新鮮な部分は青灰白色～灰黒色、緻密な岩石であるが、しばしばやゝ変質し、褐鉄鉱が滲出して黄褐色を帯びる。細粒の石基に、5～7 mm 以下の柱状の角閃石と2～3 mm の斜長石と少量の輝石との斑晶を有する。

#### 普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 VIe (Z—613)

産地: 挾間町桑鶴の西、池久保への峠道

斑晶: 斜長石・緑色普通角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・鉄鉱

斜長石は卓状の曹灰長石～中性長石で、清澄なものは少なく、蜂巢状にガラスを包有しているものが多い。輝石は鉄鉱・斜長石と集斑晶を作るものが多い。

石基: 斜長石・斜方輝石・鉄鉱・アルカリ長石?

斜長石は 0.1～0.2 mm で角形の微斑晶状のものと、細粒、柱状のものとなり、紫蘇輝石も長さ0.2 mm の長柱状の微斑晶と細粒、針状のものとなる。これらの小結晶の間隙は無色・低屈折率の柱状鉱物(アルカリ長石?)の束状の集合が埋めている。

### II. 3. 3 谷層<sup>註12)</sup>

図幅地域北東縁に分布し、別府・犬飼・大分各隣接図幅地内に連続する。北から南に緩く傾斜し、別府図幅地内の谷付近から本図幅地内の今畑東方までの路線で全層厚約 250 m である(第 8 図)。本図幅地内には、このうち、上位の約 100 m が露出しており、これを下から酒野軽石凝灰岩・砂岩礫岩層・上中尾凝灰岩<sup>註13)</sup>の3部層に分ける。この累層は首藤<sup>註14)</sup>により、ほぼ下部鮮新世の地層と考えられている。

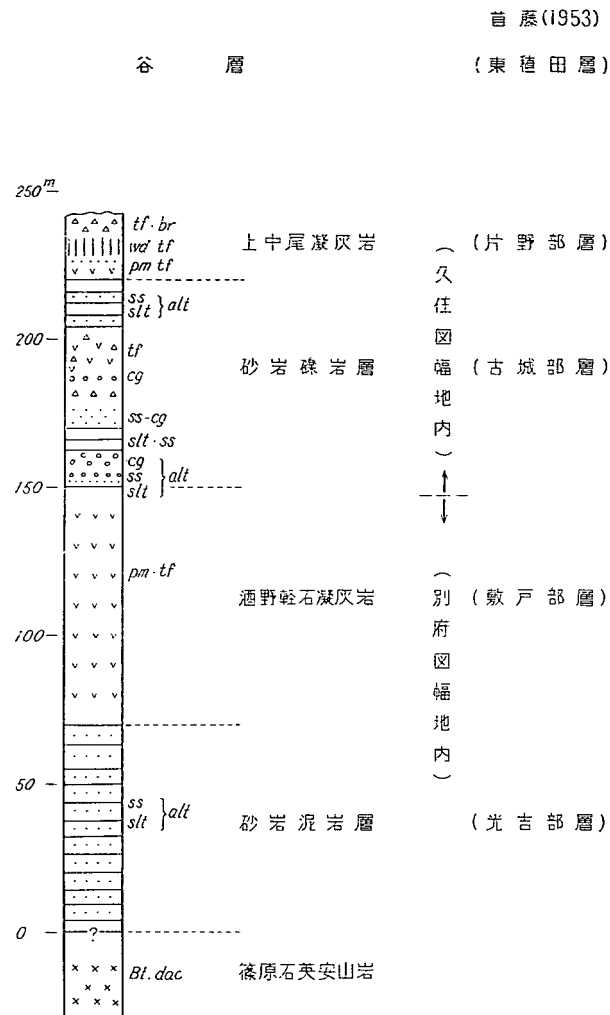
#### 酒野軽石凝灰岩

主に別府・大分両図幅地内に分布し、本図幅地内には北縁にごく狭く分布するのみである。標式的な部分は淡黄褐～淡黄緑色を呈し、無層理であり、黒雲母流紋岩質の白色の軽石を同質の軽石砂が填めた軽石凝灰岩で、軽石流堆積物と思われる。安山岩の異質岩塊を含む。本図幅地内にあるものは、上の標式的な岩相のほか、降下火山碎屑物と思われるやゝ成層した軽石凝灰岩もある。この地層の南側は走向 N 80° E・傾斜ほぼ垂直の断層で、竜原層の角閃石安山岩と接する。

#### 砂岩礫岩層

下位から、軽石質砂岩・灰白色シルト岩・凝灰質砂岩・礫岩の互層(25 m)、褐色の輝石安山岩質凝灰岩～凝灰角礫岩(10 m)、泥質凝灰岩を挟む白色軽石質砂岩およびシルト岩の互層(35 m)からなる。火山源物質、とくに白色の軽石を多く含む。

註12,13,14) この地層は首藤次男<sup>17)</sup>の東植田層に、また酒野軽石凝灰岩は敷戸部層、砂岩礫岩層は古城部層、上中尾凝灰岩は片野部層に、それぞれほぼ相当している。



礫岩の礫は細礫から径 30 cm 以上のものまであり、一般によく円磨され、淘汰もよいことが多い。礫は三宅山流紋岩（白色流紋岩・黒曜岩）、起源不明の安山岩、荷尾杵花崗岩、雲母片岩・ホルンフェルスなどの変成岩などからなる。

### 上中尾凝灰岩

主として紫蘇輝石角閃石石英安山岩質の軽石凝灰岩・熔結凝灰岩からなる。図幅地域東縁、籠台の西方では最下位に角閃石安山岩軽石層（1 m）があり、その上に紫蘇輝石角閃石石英安山岩軽石凝灰岩（5 m）・同質熔結凝灰岩（7 m）同質凝灰岩礫岩（5 m）がのり、その上は風化土に覆われて上限は不明である。

軽石凝灰岩は、灰白色無層理で、軽石破片のガラスからなる基質中に長石・角閃石・紫蘇輝石の斑晶を含む。

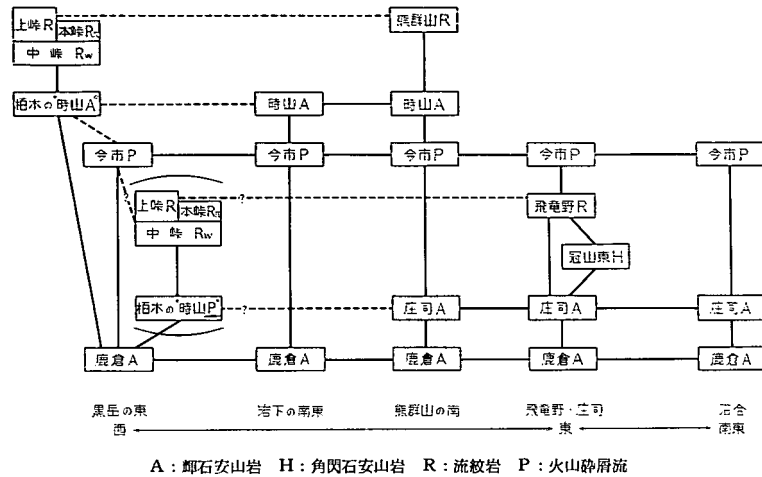
熔結凝灰岩は、下部では暗灰色、上部は白色、風化面では橙黄色を呈する。やゝ多孔質であるが、かなりよく熔結され、径約 1.5 m の柱状節理を有する。径 2 mm の長石、長さ 2 mm 以下の角閃石・紫蘇輝石の自形斑晶を含む。少量の軽石片を含んでいるが、異質の岩片は（肉眼的には）まれである。

### II. 3. 4 庄内火山岩類

図幅地内の中央部から北東部にかけて広く分布する。火山岩の累層であって、輝石安山岩と黒雲母流紋岩を主とし、少量の角閃石安山岩を挟む。下位から①鹿倉安山岩・②庄司安山岩・③冠山東角閃石安山岩・④飛竜野流紋岩・⑤時山安山岩・⑥熊群山流紋岩・⑦中峠軽石流・⑧本峠熱雲・⑨上峠流紋岩の 9 部層に分ける。最後の 3 部層を一括して長湯流紋岩類とする。これらの岩類の分布地域には、また今市火山砕屑流が分布して、④を覆い、⑤に覆われている。しかし⑤の一部、黒岳東方の栢木付近に分布するものと⑦・⑧・⑨とは今市火山砕屑流との関係が明らかでなく、同火山砕屑流よりも下位である可能性もある<sup>註15)</sup>（第 9 図）。

庄内火山岩類の噴出後、現在の阿蘇野盆地の南東側・北東側の境界にはゞ一致する断層により、その内側が陥落し、火山構造的陥没地を形成し、その内部に阿蘇野層

註15) もしこれらが今市火山砕屑流よりも下位であれば、栢木付近の⑤は②に、⑨は④にそれぞれ対比されよう。



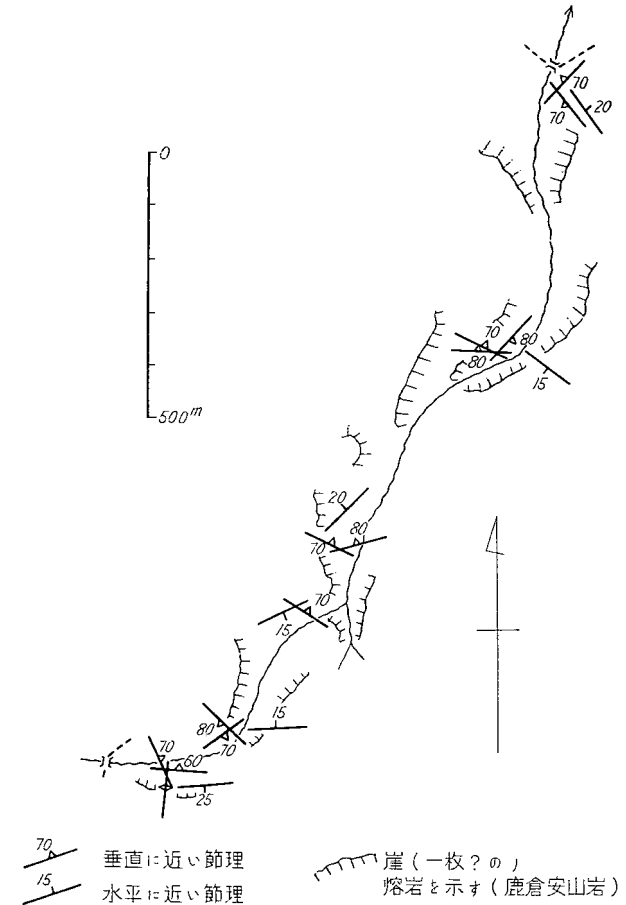
第 9 図 庄内火山岩類・今市火山砕屑流の関係模式図

が堆積し、花傘礼火山岩類が噴出した。

鹿倉安山岩

大きな斜長石斑晶をもった特徴的な輝石安山岩の熔岩を主体とし、ごく少量の凝灰岩を中間に挟む岩層である。図幅地域北部、とくに阿蘇野川南岸に広く分布するほか、中央高地の北東部には上位の各岩層の下位に処々にその露出があり、元来はかなり広く分布していたものと思われる。ほとんど水平であるか、またはゆるく南に傾むき、図幅北縁では厚さ 300 m 以上に達するが、南東縁の石合・荒木付近では 100 m 程度である。図幅地域北縁付近の WNW 方向と阿蘇野川北西の NW 方向との断層群によって北縁を断たれ、それより北方には出現しない。この岩層の大部分は、緻密で、節理が発達し、一様な見掛けをもった熔岩であるが、中間に凝灰岩を挟むこと、熔岩の表皮部または下底を示すガラス質の部分または気泡に富む部分をときに挟むこと、階段状の地形（第 10 図参照）などから、厚さ 20~50 m 以上の数枚以上の熔岩からなるものと考えられる。

北部では、この熔岩には常に顕著な節理が発達する（第 10 図）。節理には 1 ヶ所



第 10 図 寺小野南の谷のルートマップ

において、1~3 方向の垂直に近い急傾斜のもの（一見柱状節理のような見掛けをもつ）と、水平に近い板状節理とがあり、これらの節理によって露頭は断崖をつくり、また破片は斜方六面体状を呈することが多い。これらのうち、水平に近い板状節理は、流理面に平行した節理と思われるが、垂直に近い節理は NW および NE 方向のものが多く、おそらく構造運動に伴って生成されたか、あるいは強調された節理系で



あろう。これらの方向は小地形にもよく表われ、また鹿倉対岸の阿蘇野川河床では、鹿倉安山岩がNW方向に破碎され、同方向に時山安山岩の岩脈が貫入している。

熔岩は黒色・青灰色・灰白色などの細粒、緻密な石基に、斑晶として大型の斜長石の多量と輝石とを含んでいる。斜長石は一般に包有物のために汚濁し、大きいものは径1 cm以上に達する卓状の自形を呈し、流理に平行に配列することが多い。輝石は紫蘇輝石が多く、長さ5 mm以上の自形柱状結晶をしばしば含む。少量の灰白色の外來岩片を包有することがある。

凝灰岩は高塚北東の谷、鹿倉南西の阿蘇野川沿岸などで見られる。褐色の細粒凝灰岩、斜長石・輝石の自形良品を含む結晶凝灰岩、または結晶軽石凝灰岩などの互層からなり、1枚の厚さは最大10 m程度と思われる。上位の熔岩に覆われた部分は酸化して顕著な赤色を呈する。

#### 普通輝石紫蘇輝石安山岩 Vd (Z—598)

産地：直入町飛竜野北東

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

斜長石の多くは、外周に内側よりもやゝ石灰質の部分が薄くとりまいている。大形の斑晶には累帯構造はあるがほど清澄なもの、輝石の円い小粒を包有するもの、包有物はないが成分の異なる斜長石が虫喰い状に組合うもの、蜂巢状にガラスを包有するもの、外周に沿って帯状にガラスまたは塵状物を包有するものなどさまざまなものがある。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・アルカリ長石

中粒完晶質で、やゝ珪長質のピロタキシティック組織を示す。

#### 庄司安山岩

図幅地内の北東部から中央にかけて分布する。北東端を除いては、すべての地域で鹿倉安山岩の上位にある。厚さは北東端では約200 mあるが、その他の場所では一般に100 m以下である。1～3枚程度の輝石安山岩の熔岩流と少量の火山灰とからなる。熔岩表面や火山灰などは風化によって土化し、露頭では熔岩の心部のみしか見られないことが多い。

鹿倉安山岩を被覆する露頭は各所にある。栗灰西の芹川左岸の県道沿いでは、鹿倉安山岩の熔岩流表面の塊状部が風化、土化し、その上に本熔岩がのり、下位の風化土

の上面は赤く酸化している。また庄司の県道から芹川ダムへ下る道路では、鹿倉安山岩の上面の斜長石・輝石斑晶を多量に含む黄白色の降下軽石層を覆っている。

標式的な岩石は、灰黒色～灰色、細粒、緻密な石基に、0.5 mm以下の長方形の斜長石の斑晶を密にもち、1～2 mm以上の汚濁した斜長石を少量含む。輝石は通常1～3 mm以上の自形短柱状の結晶がかなり多量含まれる。橄欖石を少量含むこともある。ときに石英の外來結晶、灰白色の外來包有物を有する。鉄苦土鈹物の組合せはVcまたはVdである。鏡下では、斜長石の0.2～0.5×0.1 mm位の長方形の小斑晶を多量に有し、それらの中では、アルバイト双晶とペリクリン双晶とが組合って双晶の各片が鋭い鋸歯状の境で接する複雑な双晶をしていることが特徴である。少量含まれるそれらより大形の斜長石は、包有物が多く汚濁している。

#### 紫蘇輝石普通輝石安山岩 Vd (0 bZ—657U)

産地：直入町小津留

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈹

斜長石のうち、多量にある小形のものの一部と少量含まれる大形のものは、ガラス・輝石・鉄鈹などを蜂巢状に包有する。輝石には1 mm以上の大形のものと0.5 mm以下の小形のものがある。磁鉄鈹は微斑晶状のものが少量含まれる。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹・アルカリ長石・金雲母質黒雲母中～細粒、完晶質で、主に柱状の斜長石・輝石と鉄鈹粒とからなる。

#### 冠山東角閃石安山岩

冠山北東の760 m峰をつくる角閃石安山岩の熔岩で、庄司安山岩の上のり、円頂丘をつくっていたものと思われる。大きな方状の節理があり、流理構造も顕著で、流理に従う板状の剝理がある。緻密な部分は青灰色、やゝ多孔質の部分は白色、酸化された部分は紅紫色を呈する。光沢のある5 mm以下の角閃石斑晶が目立ち、3 mm以下の斜長石を多量に有する。

#### 紫蘇輝石角閃石安山岩 VIIc (9b Z—342)

産地：庄内町冠山南東

斑晶：斜長石・緑褐色普通角閃石・紫蘇輝石・磁鉄鈹



手前は今市火山砕屑流と芹川火山砕屑流とからなる 須郷の東からみる  
図版 8 飛竜野流紋岩のつくる卓状の地形



図版 9 冠山東角閃石安山岩 (H) の上における飛竜野流紋岩 (R), 冠山 (左上の頂上) の南東側

斜長石には包有物は少ないが、蜂の巣状に不均質な成分が組合うものが多い。角閃石は緑褐色で光軸分散が著しい。薄い輝石オパサイト縁をもつ。紫蘇輝石は小形で少量である。

石基：斜長石・鱗珪石・斜方輝石・雲母？・磁鉄鉱・チタン鉄鉱

珪長質できわめて細粒のピロタキシティック組織で、針状の斜長石と潜晶質の基地とからなり、ごく少量の針状の斜方輝石・雲母様鉱物などを含む。鱗珪石はパッチをつくり、また斑晶の周囲に集合をつくる。

### 飛竜野流紋岩

高塚付近・冠山—飛竜野付近・大竜山付近の3カ所に分かれているが、元来は連続していたものであろう。厚さ約150 mの台地状の熔岩流である(図版8)。下部は黒曜岩あるいは灰白色のガラス質岩のことが多く、他は青灰色・灰白色などの結晶質流紋岩である。飛竜野北東0.5kmの小沢では、鹿倉安山岩上面の降下軽石層・凝灰岩上を覆い、高塚東方では庄司安山岩の上位にあり、冠山東側では冠山東角閃石安山岩を被覆している(図版9)。

鏡下の性質は後述(54頁)の上峠流紋岩とまったく同様である。

### 熊群山流紋岩

熊群山をつくり、厚さ100 m以上ある。厚い熔岩流の一部か円頂丘と思われる。角閃石黒雲母流紋岩であって、肉眼的にも、鏡下の性質も、上峠流紋岩とよく似ている。

### 時山安山岩

阿蘇野盆地の北東側・南東側・南側に分布する。岩石の見掛けからだけでは庄司安山岩と区別の困難なこともあるが、今市火山砕屑流の上位にあることによって、層位的に区別される(第9図)。

阿蘇野盆地北東のものは、熊群山南側で今市火山砕屑流の上ののる。厚さは時山付近で最大約300 mある。阿蘇野盆地南東のものは、岩下南方では今市火山砕屑流の上ののる。その西の金口峠付近では鹿倉安山岩の上に直接のる。金口峠北方で約150 mの厚さがある。盆地北東のものも南東のものも、3～数枚の熔岩流からなる。なお岩下南東の阿蘇野川の河床に近い低所に露出するものは、阿蘇野盆地をつくる断層によ

って上方から転位したものと考えられる。

これらの岩石は庄司安山岩に比較して珪長質であり、一般に斜長石斑晶がやゝ大きく、その量が少ない。鉄苦土鉱物の組合せは **Ve** または **Vd** である。岩相から 2 つの型に大別される。その 1 つは、時山付近の大部分をつくるもの、金口峠付近にあるものなどである。灰色～灰黒色、細粒の石基に、1～3 mm 以上の粒径の一定しない斜長石を中程度、またはやゝ多量に含む。斜長石は汚濁しているものがかなりある。輝石・斜長石からなる集斑晶、灰白色、砂岩状の外來岩片もしばしばみられる。橄欖石を含むこともある。

#### 普通輝石紫蘇輝石安山岩 **Ve** (Z—561)

産地：庄内町小鹿倉の西

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱

斜長石は柱状または卓状で、包有物を多くもつもの、成分の不均一なもの、逆累帯構造をしているものなどが多い。輝石はしばしば磁鉄鉱・斜長石と伴って集斑晶をつくる。

石基：斜長石・斜方輝石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・アルカリ長石・金雲母質黒雲母・鱗珪石

完晶質で細粒ピロタキシティック組織を示す。不均質で、斑状に周囲よりもやゝ珪長質の部分があつて、アルカリ長石・金雲母質黒雲母などからなり、その心部に鱗珪石があることが多い。

他の型は熊群山の南・岩下の南などで今市火山砕屑流の直上にあるもの、時山付近の一部などにみられるものである。灰白～灰黒色、緻密な石基に、径 1～2 mm の粒度のよく揃った方状～短柱状の斜長石を多量に有する岩石で、斑晶と石基との間の粒度の差が明らかな特徴的な岩石である。輝石斑晶を少量含む。

#### 普通輝石紫蘇輝石安山岩 **Vd** (Z—565)

産地：庄内町下直野北の稜線

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱

肉眼的な斑晶斜長石はガラス・塵状物などを包有しているものが多い。鏡下ではそれ以外に 0.5 mm 以下の矩形の微斑晶もかなり多くみられ、これらは概ね清澄である。輝石は肉眼的なものは少量で集斑晶をつくり、他に 0.5

mm 以下の微斑晶をかなり多く含む。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・アルカリ長石・石英・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・金雲母質黒雲母

完晶質で、細粒毛氈状の組織をもつ。不均質で、やゝ珪長質のパッチがあり、斜長石・輝石・鉄鉱などの間隙を石英とアルカリ長石とが埋める。

栢木南方のものは薄い 2 枚の熔岩流からなる。今市火山砕屑流の上位にある如くに見えるが、露出が不良の為に確実ではない。栢木の東で火山灰の下に小さく露出するものは、栢木南方のものと岩質が酷似するので、岩下南東と同様に断層によって下方に転位したものであろう。これらの岩石は時山安山岩の上記した 2 つの型のものよりも、より苦鉄質である。

#### 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 **Vd** (Z—197)

産地：庄内町中峠北方 750 m 付近

化学成分：SiO<sub>2</sub>：53.37% (第 7 表 5)

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・橄欖石

斜長石の中で、大形のものとは集斑晶をつくるものとは汚濁しており、小形で短柱状のものは量が多く比較的清澄である。橄欖石は 2 mm 以上のものが少量肉眼で認められるが、鏡下では小形のもの少量ある。輝石小粒に囲まれ、ピコタイトを包有する。

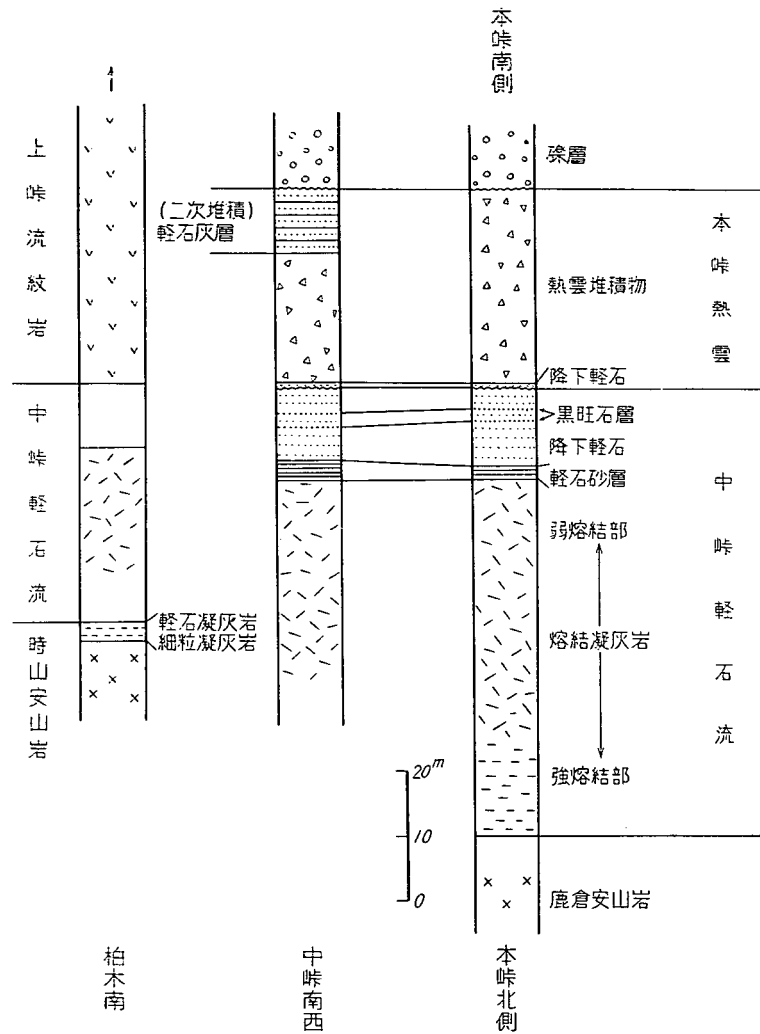
石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・磁鉄鉱・アルカリ長石・金雲母質黒雲母・チタン鉄鉱・鱗珪石

#### 長湯流紋岩類

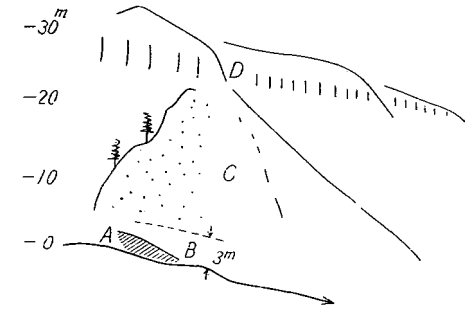
近接した地域に引き続いて活動したと思われる中峠軽石流・本峠熱雲・上峠流紋岩の 3 個の流紋岩の岩体を一括して長湯流紋岩類とする。本峠熱雲・上峠流紋岩はともに中峠軽石流を直接覆っているが、前 2 者の間の関係は不明である。各岩類の間の関係を第 11 図に示す。

#### 中峠軽石流

上峠から本峠への稜線の南東側の緩斜面をつくり、東方藤目付近まで分布する。時山安山岩を覆う。厚さ約 100 m の軽石流堆積物を主体とし、下部に軽石凝灰岩、上部



第11図 長湯流紋岩類の柱状図



第12図 柑子北西2kmの崖のスケッチ A, B, C, Dは本文参照

に軽石砂層・降下軽石堆積物を伴う。軽石流堆積物の下部は熔結凝灰岩であり、上に向かってほとんど固結していない軽石の集合にまで移過する。中峠の北・北西で栢木南方の時山安山岩を覆っている(第9・11図)。本層の南側は芹川火山碎屑流に覆われて下位岩層は見られない。今市火山碎屑流との明らかな関係を示す露頭は見られなかった。南方に離れて久住町古屋敷付近に軽石流堆積物があり、関係は明らかでないが、岩相がよく似ているのでこゝに一括する。

柑子の北西2kmの谷の北東岸にこの地層の最下部が露出する(第12図)。下位に時山安山岩に属する硬く固結した褐色の細粒凝灰岩(A)があり、その上に本層下部の軽石層(B)約3m, 異質角礫軽石凝灰岩(C)約25m, 熔結凝灰岩(D)の順に露出する。(B)は黒雲母・角閃石を少量含む白色の軽石からなる。(C)の基質は黒雲母流紋岩の白色の軽石とその碎片とであるが、多量の輝石安山岩の異質角礫を含む。角礫はこゝでは最大20cm, 通常は5cm以下のものである。(D)は熔結凝灰岩であって、径約2mの柱状節理が発達する。斜長石・黒雲母・角閃石の斑晶を含み、石基はかなり緻密で青灰色および灰白色の細い縞が互層した流理様の構造があり、ほとんど熔岩のような見掛けをもっている。少量の異質角礫を含む。

上述のうち(B)はおそらく降下軽石堆積物である。(C)は降下堆積物か火山碎屑流堆積物かよくわからない。(C)には、(D)軽石流の流出に先立つ降下堆積物、あるいは(D)軽石流の下部であって大きな異質角礫が濃集した部分(本質部分が少ないために熔結していない)、あるいは(D)とは別の火山碎屑流である、などの可



図版 10 中峠軽石流の熔結凝灰岩(N), 画面右端まで柱状節理の発達した崖が連続する  
左半後方は上峠流紋岩(K)の崖, 左端後方は九重火山黒岳(D)の一部  
直入町柚柑子の北西

能性が考えられるが、(B)(C)に当る堆積物をこの露頭から離れて追跡していないので、以上のどれであるかをきめられない。

本層の主体をつくるのは軽石流であって、(D)はそのもっとも強く熔結した岩相を代表している。同様な岩石は中峠北西・同北方・本峠北方などにおいて、この堆積物の基底付近にのみ見られる。この軽石流堆積物の下部には、径2・3mの柱状節理が発達し、谷壁に沿ってその崖がよく連続する(図版10)。これらの岩石の大部分は上述の(D)の岩相より熔結の程度が弱く、灰白色、粗鬆で、ときにガラス質のレンズまたは条線が認められる。黒雲母・角閃石の斑晶を含み、異質の岩片を少量含んでいる。岩体の上方に向かって次第に多孔質になり、灰白色の基質中に扁平化した軽石を含むものから、よく発泡した径2・3cm以下の円形の軽石と同質粉状の碎片の累積にまで移過する。風化面は円味を帯びて平滑であり、やゝ熔結したものでは板状の剝理がある。白色または灰白色、まれに桃赤色を呈する。東方の高野岳から藤目にかけては柱状節理のある部分が岩体の中部にあつて、下部のほとんど固結していない無層理の軽石堆積物に移過している。これらはそれぞれ第13図の(C)(D)に当る部分であるのかもしれない。

#### 角閃石黒雲母流紋岩(熔結凝灰岩)(Z-222)

産地：久住町有氏北東

この標本は熔結凝灰岩中の、灰白色のもっとも普通の岩相の部分である。

化学成分：SiO<sub>2</sub>：65.20% (第7表6)

斑晶：斜長石・黒雲母・緑色普通角閃石・磁鉄鉱・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石

基質：ガラス

外来包有物：輝石安山岩

斜長石は2mm以下、多くは0.5mm以下で、破片状のものが非常に多い。また清澄なものよりも不均質なもの、ガラスを包有するものなどの方が多い。黒雲母・緑色普通角閃石はともに清澄でオパサイト縁を持たない。紫蘇輝石・普通輝石は少量であり、橄欖石は極少量でそれぞれ破片状のものが多く。外来包有物は輝石安山岩であり相当量含まれる。橄欖石と斜長石・輝石の少なくとも相当の部分は外来結晶であろう。基質は軽石片とガラスの小片とからなり、ガラスであるかまたは潜晶質である。軽石は多孔質のものから、扁平化して気孔の跡のみが認められるものまであり、ガラス破片も三日月形の外形をよくとどめているものから扁平化したもの、個体の輪廓の明らかでないものまでである。

#### 同上(Z-647)

産地：本峠北北西 0.5 km

この標本は青灰色、緻密で、岩体中のもっとも強く熔結した部分を代表する(第12図(D)とよく似る)。斑晶鉱物はZ-222とまったく同様であるが、平行配列が著しい。基質は一見脱ガラス化したガラス質流紋岩のようであるが、扁平化した軽石・ガラス片の存在、接近した2個の斑晶鉱物の間で基質の擬流状構造の“流線”が押し近づけられていることなど明らかな熔結凝灰岩の構造を残している。基質にはガラス・潜晶質・結晶質の部分があり、ガラス・潜晶質の部分は褐色、結晶質の部分は淡褐色～無色である。軽石やガラス片は一般に内部が淡色で結晶質であり、外周は濃色である。軽石の内部は無色・低屈折率の鉱物(光学的伸長方向：正)が束状～放射状に集合している。放射状集合の中心部などにしばしば鱗珪石のパッチがある。

本峠・中峠付近では軽石流堆積物の上に、軽石砂層と降下軽石堆積物がある。軽石砂層は厚さ3m以上あり、粗粒～細粒の軽石の砂と粘土とからなり、よく淘汰され成層している(図版11)。これは軽石流流出後、その表面にできた一時的な湖底堆積層であろう。軽石砂層上には厚さ12m以上の降下軽石堆積物がある。中間に2層の黒曜石火山礫の多い層があり、その他の部分は黒曜石を含む白色の軽石層である。軽石は3cm以下で、黒曜石間の各層は不明瞭に成層し、それぞれの上位に向かって細粒になり、同時に桃赤色を帯びる。これらからみると、黒曜石を含む軽石の噴出が3回



図版 11 中峠軽石流上の軽石砂層  
中峠南西 0.3 km の崖の下部

繰り返えされ、それぞれの際に比重の大きい黒曜石が最初に落下し、軽石は粗粒のものから降下したものと考えられる。軽石砂層と降下軽石堆積物とは、軽石流表面が平坦で露出に乏しいこと、風化した場合それらの間の区別が困難なことから分布が明らかでない。

古屋敷付近に分布するものは、流紋岩の純白色の軽石流堆積物である。軽石は 3 cm 以下の円礫で、少量の黒雲母斑晶を含む。基質は軽石よりも遙かに多量で、同質の碎片からなる。5 cm 以下の異質岩塊をかなり多量に含む。無層理で厚さは 30 m 以上ある。

### 本峠熱雲

本峠・中峠付近に分布する。中峠軽石流の上位にある。青灰色の石英安山岩の大小不規則な岩塊と粉状の基質とからなる。岩塊はときに 1 m に達し、通常は 30 cm 以下の小礫にいたる無淘汰の角礫または亜角礫であり、基質は岩塊と同質の碎片である。堆積物はまったく無層理で、一般に基質よりも岩塊の量が多く、基質はサラサラした感じでほとんど固結していない。

本峠南西・中峠南西・山中の南などでは、中峠軽石流の上部の降下軽石堆積物の風化侵蝕面上に、また山中北西では時山安山岩上の風化火山灰上に、それぞれ黄白色のやゝ扁平化した軽石からなる厚さ 10~70cm の降下軽石層があり、その上にこの堆積物がのる。軽石層の上面は赤色に酸化され、熱雲の基底も赤紫色を呈する。

この堆積物は無淘汰・無層理であり、ほとんど固結していないこと、堆積した時に高温であったこと、また岩塊が発泡していないことなどからみて、狭義の熱雲<sup>註16)</sup>の堆積物と思われる。

この岩石は常に多量のオートリスを含むのが特徴である。母岩は青灰色、細粒の基底に 2~5 mm の相当量の斜長石と、1 mm 以下の黒雲母・角閃石とを有する。オートリスは 20 cm 以下の雲形の不規則な外形をもち、灰白色の細粒砂岩状の基底中に 1 mm 以下の斜長石を散点する。しばしば酸化されて赤紫色を常び、特にオートリスのみが酸化されていることもある。

### 角閃石黒雲母石英安山岩 (Z-774)

産地：直入町本峠南西

斑晶：斜長石・黒雲母・緑褐色普通角閃石・磁鉄鉱・紫蘇輝石・普通輝石

斜長石は中性長石で、成分の不均一なもの、逆累帯構造をもつものを含む。

外形が円味を帯びている結晶が多い。黒雲母・角閃石のほか極少量の輝石の小斑晶を含む。

石基：斜長石・(アルカリ長石?)・斜方輝石・角閃石・磁鉄鉱・クリストパル石・燐灰石

細粒の柱状の長石(直消光・伸長方向負、ソーダ質斜長石またはアルカリ長石)が羽毛状に密に配列している特徴的な組織をもつ。

オートリス：斜長石と橄欖石との斑晶を有する。

斜長石は曹灰長石で、塵状物・ガラスなどを包有し汚濁している。橄欖石は

註16) 荒牧重雄：Pyroclastic flow の分類，火山，第2集，Vol. 1，No. 1 (1957) による。

自形で角閃石反応縁に囲まれる。石基は長柱状の斜長石と緑褐色普通角閃石とからなる網目状の組織をもち、普通輝石と磁鉄鉱とを伴う。斜長石にはソーダ質の外縁がある。これらの結晶の間隙はクリストパル石が埋め、他は空隙が残されている。

### 上峠流紋岩

厚さ約 150 m の流紋岩の厚い熔岩流であって、上峠東方に柱状節理の顕著な絶壁に囲まれた台地を作っている（図版 10・18）。最下部には絶壁の上部から落下した岩塊が堆積しているので、下位層と直接している露頭はみられない。上峠東南東 1.5 km 付近では絶壁の基部に大塊からなる厚さ約 15 m の崖錐があり、その下に中峠軽石流の弱熔結部がある。

岩石は 1～3 mm の斜長石・1 mm の黒雲母と少量の角閃石斑晶とをもった流紋岩である。基底部近くの岩石は黒曜岩かまたは灰白色・青灰色のガラス質岩で、風化すると不規則な割れ目が縦横に入り、無定形の小片に割れ易い、脆い岩石である。中・上部は緻密な部分は青灰色、多孔質の部分は灰白色の岩石で、それらが細かく互層した流理構造もしばしばみられる。球顆および球形中空の晶洞質気孔が普通にあり、気孔は上部にとくに多い。酸化により紫色を帯びているものも多い。

### 角閃石黒雲母流紋岩（Z-119）

産地：庄内町上峠の北

化学成分：SiO<sub>2</sub>：67.70（第 7 表 7）

斑晶：斜長石・黒雲母・緑色普通角閃石・磁鉄鉱・普通輝石・紫蘇輝石

斜長石は中性長石で、1.5 mm 以上の大形のものには、逆累帯構造のもの、異なる成分のものが斑点状に入り組む不均質なもの、角閃石などを包有し、あるいは複雑に共生するものなどが多い。小形のものには清澄なものもある。黒雲母・緑色普通角閃石は新鮮でオパサイト縁をもたない。輝石は角閃石・斜長石などのつくる集斑晶中にごく少量存在する。

石基：ガラス（部分的に脱ガラス化している）

無色のガラスとそれが脱ガラス化した斑点状あるいは雲形の淡褐色の部分とからなり、それらを通じて晶子の平行配列によって流理構造が連続している。脱ガラス化した部分は繊維状の低屈折率鉱物（光学的伸長方向：正）の羽毛状または束状の集合からなる。晶洞の周囲には鱗珪石（？）と柱状のやや多色性の強い斜方輝石などが着生する。

石基がガラス質でない岩石では、潜晶質か、細粒の珪長質の組織をもつ。

### II. 3. 5 田中礫層

大野山地の南側の山麓部を覆って分布し、図幅地域東縁では海拔 400 m の高さまで達する。南側は大野川低地の芹川火山砕屑流に覆われる。今市火山砕屑流との関係は明らかでないが、この礫層中には同火山砕屑流の礫が見当たらないので一応本層を下位と考えておく。後述するように本層中に輝石安山岩質の軽石を挟むので、庄内火山岩類とほぼ同時期に堆積したものと考えられる。

淘汰の悪い礫と砂とからなるほとんど未固結の礫層である。礫はおもに円礫～亜円礫で、20 cm 以下のものが多く、ときには 1～2 m のものも含む。礫質は全域を通じて三宅山流紋岩がもっとも多い。朝地付近から西のものはそれに代三五山安山岩と朝地変成岩類・貫入岩類が加わり、特に綿田南方の三宅山山麓部では代三五山安山岩の亜角礫がもっとも多く崖錐に近い部分もある。東方の田中を中心とする地域では三宅山流紋岩に次いで朝地変成岩類が多く、花崗岩・閃緑岩礫も含まれる。田中の北北西 2 km の路傍では朝地変成岩類を覆って本礫層があり、中間に軽石凝灰岩を挟んでいる。軽石凝灰岩より下位の礫層は三宅山流紋岩の白色相のみの亜円礫～亜角礫からなり、軽石凝灰岩より上位のものは三宅山流紋岩の白色相と黒色相・（三宅山流紋岩の下位にある）凝灰質砂岩・朝地変成岩類・花崗岩などからなる。軽石凝灰岩は厚さ約 2.5 m で、輝石安山岩質であり、下部は細粒の火山灰である。この露頭にみられる礫質の変化は初期には三宅山流紋岩上部の白色相が削剝され、後期には下部の黒色相と基盤も削剝を受ける状態になったことを示すものであろう。軽石層の起源は明らかでないが、庄内火山岩類の一部であらう。

### II. 3. 6 今市火山砕屑流

図幅地域中央部に広く分布する、主として熔結凝灰岩からなる火山砕屑流堆積物である。この岩体は後述する芹川火山砕屑流とともに、これまで“阿蘇熔岩”として<sup>11) 22)</sup> など、阿蘇火山外輪山の噴出物とされていたものである。しかしこの図幅調査の範囲では阿蘇カルデラまで岩体の連続することを確認することができず、また庄内火山岩類の項に記載したように同火山岩類の間に挟まれているので、今市火山砕屑流



遠景の山稜は三宅山流紋岩からなる大野山地  
図版 12 山中付近からみた七瀬川南岸の今市火山砕屑流の台地

は阿蘇火山噴出物ではない疑が強い<sup>註17)</sup>。その噴出口の所在は判らないが、こゝでは独立の単位として扱っておく。

この岩体は火山砕屑流として、噴出当時の地形的低所を埋めて堆積したもので、平坦な上面をよく保存し、分布地は高原または台地状の地形を呈する。芹川台地の北東部および、芹川の南東側にもっとも広く分布し、その南側は大野山地の低所から南方の大野川低地へ流下している。大野川低地では平井川沿岸で芹川火山砕屑流の下位に露出し、同火山砕屑流の下に広く分布しているものと考えられる。また北東方へ、芹川台地の末端近くでは下位岩層の山稜間の低地に入り、七瀬川の谷では段丘状の地形をつくる(図版 12)。

堆積物の上面の高度な図幅地内では大きくみると芹川台地南西部の約 600 m から北東部の 300~400 m に徐々に低くなる。しかしその上面は平坦ではあるが必ずしも水平ではなく、堆積物の縁辺部は基底面の地形に従って高所にまで連続して分布していることがある。その著しい例は庄内山地の南方にあり、こゝでは芹川付近の高さ約 400 m から高塚南側の約 680 m まで分布が続いている。

岩体の大部分を占めるものは緻密な熔結凝灰岩であり、その上層部は熔結度が弱くなり、表層部の岩滓に漸移する。厚さは 5~40 m またはそれ以上であるが、表層部は風化が進み、さらに厚い火山灰に覆われて、露出状態が悪いために正確な厚さは測り難い。この岩体の下部(通常 15 m 位)には規則的な柱状節理が発達し、そのため現

註17) 本図幅調査の終了後、今市火山砕屑流堆積物が(現地球磁場に対し、ほぼ)逆帯磁していること、および阿蘇カルデラ東壁に露出する阿蘇火山起源の 3 つの火山砕屑流はいずれも正帯磁していることが判明した。今市火山砕屑流は阿蘇火山起源ではないのであろう。



I: 芹川南岸の今市火山砕屑流 S: 芹川火山砕屑流  
N: 中峠軽石流、遠景は大野山地 Y: 鑓岳 J: 城山 K: 亀ヶ岳  
図版 13 中峠南方から南東方の芹川台地をみる

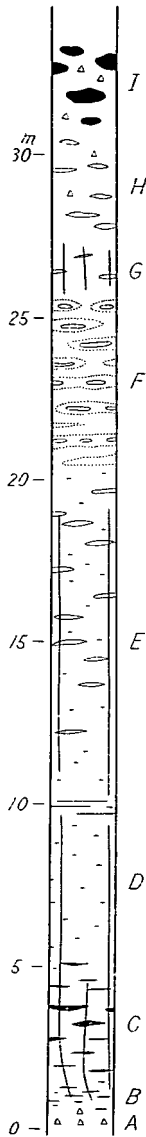
在の分布地の周縁は水平方向によく連続する崖で囲まれ、遠望でも明らかに認められることが多い。そのもっとも顕著なものは芹川の南東端であって、湯原南西から下流に 10km 以上に互り、熔結凝灰岩の崖が連続する(図版 13)。

今市火山砕屑流は先新第三系・新第三系の各種の岩層を広く被覆している。朝地町田尾崎・栗林、野津原町下詰などでは花崗岩・変成岩類を直接覆い、それらの風化面上に厚さ 0.5~1.5 m の降下軽石または火山灰層をおいて、その上にこの岩体の基底部がある。この火山砕屑流は庄内火山岩類の活動の間に流出したもので、両者の関係は同火山岩類の項に記載してある(第 9 図)。鹿倉安山岩・庄司安山岩は芹川台地北東端の各所で、また飛竜野流紋岩は飛竜野の南で、それぞれこの火山砕屑流に覆われる。時山安山岩は岩下の南と熊群山の南とで、本岩層を被覆する。阿蘇野盆地南西部の時山安山岩および長湯流紋岩類と今市火山砕屑流との関係は確実でない。

岩相は基底の強く熔結した熔結凝灰岩から、上面の岩滓部まで垂直に著しく変化する。また水平方向にも変化して、堆積物の薄い所では熔結の程度も弱い。垂直の岩相変化の例として直入町湯原南方の道路沿いの柱状図を第 13 図に示す。

- A 暗赤色、多孔質の凝灰岩様で脆い。(基底面はこゝでは露出してないが、この岩相は基底にごく近い部分である。)
- B 暗赤色、やゝ緻密になり、彎曲した柱状節理が生じ、垂直断面で厚さ 1~5 mm・長さ 1~5 cm の黒曜石レンズを含む。
- C 径 0.5~1 m の柱状節理があり、暗赤色、緻密で、顕著に黒曜石レンズ(厚さ 1~10 mm・長さ 2~5 cm)を含む。
- D 径 2 m の規則的な柱状節理が発達する。黒色、硬く、緻密で、斜長石斑晶が水平方向に平行配列し、一見流状構造のある安山岩熔岩様の見掛けを呈する。





第 13 図 今市火山砕屑流の模式柱状図  
直入町湯原南の道路沿い

- E (Dとの境界に薄い板状節理の発達する部分がある) 黒色、硬く、緻密であるが、上方に次第に節理が不明瞭になる。球形あるいはレンズ状の晶洞質の部分または空隙を多く含み、それらが風化面では紡錘形の凹みとなるのが特徴的である。
- F Eよりも軟弱になり、風化面は丸味を帯びる。流理方向に伸長した空隙を多く含み、多孔質熔岩様の見掛けを呈する。全体に紫色を帯び、帯紫黒灰色の緻密な部分と、空隙を含む厚さ 0.5 mm の条線～紡錘状の淡紅白色の部分とからなり、空隙の周壁はパーガス石・黒雲母・鱗珪石などの晶洞鉱物に覆われる。
- G 黒灰色で D～E に似たやゝ緻密な岩相が、1～2 m の厚さで水平方向に板状に連続する。
- H 赤紫色、やゝ多孔質で粗鬆な基質に、厚さ 2～10 mm・長さ 1～5 cm の灰白色レンズを含む。
- I 褐色、凝灰岩様の、多孔質で脆い基質に、径 10 cm 内外の漆黒色の火山弾様の岩滓を含む。岩滓は白色の斜長石斑晶を散点するのみであるが、基質には通常径 1 cm 以下の外来岩片を顕著に含んでいる。

各露頭におけるこのような岩相変化を総括すると次のようである。基底部(厚さ 1 m 以下)はやゝ脆いガラス質凝灰岩である。それより上、岩体の中部までは固く熔結し、黒色、緻密で一見流状構造の発達したガラス質安山岩熔岩のような見掛けをもつ。基底に接する付近では光沢のある黒曜岩に移化することがあり、また基底部近くでは、緻密な基質中に黒曜石のレン

第 3 表

	今市火山砕屑流	芹川火山砕屑流
斜長石	かなり多い	多くない
鉄 苔 土 鉱 物	紫蘇輝石>普通輝石 2・3 mm 以下で、しばしば良晶を含む	(肉眼では)角閃石>輝石 角閃石は長さ 3 mm 以下の長柱状結晶、量は不定だが必ず含まれる
特 徴 的 晶 洞 鉱 物	柱～針状のパーガス石、 (金雲母質黒雲母)	(軽石中に) 銅赤色の金雲母質黒雲母
熔 結 の 程 度	全体に亘ってかなり強い 表層の岩滓部は少量	熔結凝灰岩から非熔結の軽石堆積物まで近い距離で移過することが珍らしくない
熔 結 部	緻密・黒色安山岩様、板状剝理、 風化面ではレンズ状の凹部、しばしば赤～赤紫色に酸化(特に晶洞部)、黒曜石レンズは多くない	緻密、灰色の基質に黒曜石レンズを含む 晶洞は稀
岩滓～軽石	黒褐～漆黒色の岩滓	よく発泡した帯紫灰黒色(風化すると灰白色)の岩滓～軽石、20cm 以上の大塊をしばしば含む

ズを含むことがある。

中部以上には珪長鉱物の微晶の集合した扁平なレンズ状の部分(厚さ 2 cm、長さ数～10 cm 位のものが多い)が流理方向に平行に配列することが多く、その部分は空隙が多くて脆いために、風化面ではレンズ形の凹部をつくる。上部には、流理方向に扁平な厚さ数mm程度の気孔に富み、その孔壁は白色の珪長鉱物に覆われ、しばしばその中から針状のパーガス石と板状の金雲母質黒雲母が突出して晶洞を形成する。上面近くは軟弱な凝灰岩様の岩相を呈し、風化していることが多い。表層部には黒褐色の火山弾様の岩滓を含む。全体を通じて岩石は黒色のこともあるが、酸化して淡紫色を帯びること、あるいは赤色を呈することが多い。とくに上部の晶洞・気孔に富む岩相には特徴的に淡紫色のものが多い。芹川火山砕屑流との肉眼的特徴の比較を第 3 表に示す。

鏡下における基質の組織の変化

基底部の標本(Z-700、産地、野津原町下詰、第IV図版の2)では、淡褐色、澄

明なガラス碎片とそれらの間隙を埋める褐色塵状の部分とからなる。直交ニコル下では双方とも一様に等方的に消光する。基質のガラス碎片は著しく扁平化して、斑晶とともに基底面に平行に配列する。基底よりやゝ上方の黒曜石レンズのある部分(第14図C, 第V図版の1)では, 上とほぼ同様であるが透明な部分と不透明な部分との境界がやゝ不明瞭になり, 微細な塵状物は量が増してやゝ大形になる。直交ニコル下ではガラス中に微細な結晶粒子が存在しているのが認められる。岩体の中部の標本では褐色のガラスからなるが, 濃淡の縞状模様によって, 扁平化したビトロクラスティック組織を明らかに, あるいは不明瞭ながら, 認めることができる。直交ニコル下では全く消光される等方的部分の中に, 潜晶質の部分が縞状に成長しているのが認められる。肉眼で見られるレンズ状の微結晶集合の部分(第14図E)は, 低屈折率鉱物(アルカリ長石?)からなる径0.2 mm位の球状体と, それらを埋める塵状の物質とからなる。晶洞のある部分(第13図F, Z-334, 産地, 直入町新屋敷, 第V図版の2<sup>註18)</sup>)では, 基地の肉眼で暗色の部分には淡褐色で扁平化したビトロクラスティック組織が認められ, 直交ニコル下では潜晶質である。晶洞の周囲は淡色で, 全く, またはほとんどビトロクラスティック組織を残さず, やゝ粒子の大きい潜晶質か極く細粒の珪長岩質組織である。晶洞部には扇形の鱗珪石とパーガス石<sup>註19)</sup>・金雲母とが着生する。表層部の岩滓(第14図I)では多数の長円形~レンズ形の気泡のある褐色ガラスからなり, 極少量の斜長石の針状結晶を含んでいる。

#### 普通輝石紫蘇輝石安山岩(熔結凝灰岩)(Z-361C)

産地: 朝地町男岳山南の道路傍

化学成分:  $\text{SiO}_2$ : 63.70% (第7表8)

斑晶: 斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱

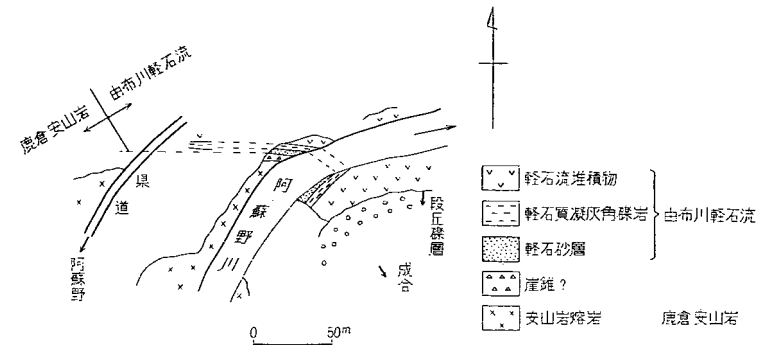
斜長石は長さ0.5 mmの柱状の清澄な中性長石と, 外来結晶と思われる不定形~破片状のものがある。紫蘇輝石は柱状自形の結晶が多いが, 普通輝石は破片状のものが多い。

基質: 褐色ガラス

淡褐色のガラス碎片の集合からなる。各ガラス碎片は三日月形・フォーク形などを示して透明な淡褐色のガラスであり, それらの間は塵状物が多い褐

註18) 太田良平<sup>20)</sup>により, この産地の晶洞のある岩石について詳細な記載がなされている。

註19) 太田良平<sup>20)</sup>によると, この角閃石(パーガス石)の光学性(平均値)は  $\alpha=1.636$   $\beta=1.648$   $\gamma=1.658$  (+)2V=83°, 金雲母は  $\beta \approx \gamma=1.566$  である。



第14図 鹿倉安山岩と由布川軽石流との関係, 庄内町成合付近

色のガラスからなる。レンズ形または不定形のやゝ大きなガラス片を含む。これは肉眼で黒曜石レンズとして認められる部分である。外来包有物: 相当量の岩片を含む。すべて輝石安山岩で, ガラス質のものや結晶質のものがある。

### II. 3. 7 由布川軽石流

北隣別府図幅地内の南東部に広く分布し, とくに由布川・小挾間川峡谷に標式的に発達する岩層で, 本図幅地内では北縁近くの阿蘇野川・芹川の谷底にわずかに分布する。基底部に厚さ数 m の成層した軽石砂層・軽石質凝灰角礫岩などがあり, その上に主体をなす無層理の軽石流堆積物がのる。芹川谷底では軽石流堆積物の下部は熔結している。

成合付近の阿蘇野川谷底では, 鹿倉安山岩の上に基底の軽石砂層がのり(第14図), その東の笹倉倉では軽石流の上部が同安山岩に接する。すなわち由布川軽石流は庄内安山岩の北向きの急斜面にアバットしている。竜原付近の芹川谷底では, 竜原層の安山岩上に本層の軽石砂層と熔結凝灰岩とがのり, 芹川火山砕屑流の熔結凝灰岩に覆われる。

熔結凝灰岩は灰色, 水平方向に剝理が発達し, 灰黒色扁平のガラス質レンズ(垂直断面で厚さ1~5 mm, 長さ1~5 cm程度)と径1~2 mmの黒雲母斑晶とが剝理

面に平行配列をしている。径5～10 mmの外來岩片をかなり多量に含んでいる。

### 角閃石含有黒雲母流紋岩（熔結凝灰岩）（Z—628）

産地：別府図幅地内南縁，庄内町五カ瀬，芹川の川岸

斑晶：斜長石・黒雲母≫緑色普通角閃石

斜長石は中性長石で，破碎されて不規則な外形をもつものがある。曹灰長石の中核をもち，外來結晶と思われるものがある。黒雲母・緑色角閃石はともに自形で，まったくオパサイト化を受けていない。

基質：扁平化した淡褐色透明のガラス碎片からなる基地に，軽石片を含む。軽石片も扁平化し，無色～淡褐色のガラス中に塵状物または空泡が流線状に配列する。軽石中には，基地に較べて斑状鉱物の量が少ない。

外來岩片：輝石安山岩・角閃石安山岩・ガラス質珪長質火山岩など。

岩体の中・上部の熔結していない部分は，軽石塊と同質の軽石砂との全く無層理の混合物である。軽石は白色，通常径3 cm以下でよく発泡し，少量の黒雲母斑晶を含む。

### II. 3. 8 内山角閃石安山岩

図幅地域北縁，内山の北と北西とに2個の円頂丘のような形で露出する。構造運動で切断された厚い熔岩流の一部かも知れない。図幅地内の岩体と時山安山岩との関係は不明であるが，内山の北東約3 kmの別府図幅地内に，よく似た角閃石安山岩があつて時山安山岩の上位にあるので，この図幅のものも同様の関係にあると思われる。

標式的な岩相は青灰色，細粒の石基に，多量の斜長石と角閃石との斑晶を有し，石基と斑晶との間に著しい粒度の開きがある。斜長石は1～3 mmの角形で，汚濁しているものが多い。角閃石は黒色の光沢ある劈開面をもち，5 mm以下の柱状のものが多く，1 cmに達する短柱状のものも少量含む。

### 紫蘇輝石角閃石安山岩（Z—172）

産地：庄内町内山

斑晶：斜長石・緑色普通角閃石・磁鉄鉱・紫蘇輝石・燐灰石

斜長石は蜂巢状にガラスを包有するものが多いことと，周縁が円味を帯び，

あるいは細かい虫喰い状の湾入の連続に囲まれているものが多いことが特徴的である。緑色普通角閃石には斜長石・ガラスあるいは塵状物などを斑点状に包有するものがあり，とくに大形のものに多い。オパサイト縁はほとんどまたはまったくない。紫蘇輝石は小形のものが少量含まれる。

石基：斜長石の針状結晶と褐色～淡褐色を呈する潜晶質の基質とからなる。

### II. 3. 9 花傘礼火山岩類

庄内火山岩類の噴出後に陥落して生成した阿蘇野火山構造盆地の中に噴出した安山岩類である。下位から①十合野熔岩，②花傘礼山熔岩，③ナベ谷熔岩，④頂上熔岩，⑤岩頸に区分する。①・②については明らかでないが，③・④・⑤は現在の⑤付近から噴出して成層火山を作っていたものと思われる。これらの噴出後 NE-SW 方向の断層系により，山体中央部が陥落する運動を受けている。

①は中性の角閃石輝石安山岩（VI<sub>d</sub> または V<sub>d</sub>），②はやゝ苦鉄質の輝石安山岩（V<sub>d</sub>），③・④・⑤はやゝ珪長質の輝石角閃石安山岩（VI<sub>d</sub>）からなる。鏡下では③④・⑤を通じて，角閃石斑晶のオパサイト化が著しくほとんど仮像となっていること，比較的珪長質であるにも拘らず，石基の結晶度が高くかなり粗粒であることなどの特徴がある。

#### 十合野熔岩

十合野の北西と高津原の北西とに分布する。塊状の厚い熔岩で，構造は不明である。

高津原北西のものは北西縁を NE-SW 方向の断層で断たれて，ナベ谷熔岩と接する。この断層の露頭は確認されないが，岩石の分布と空中写真に現われた地形とから，その存在は明らかである。

灰黒色，やゝ多孔質の熔岩で，酸化して灰紫色～紫褐色を呈することが多い。3～7 mm以上の短柱状または不定形の角閃石・輝石を含み，これらは斜長石を包有したり，あるいは斜長石との集斑晶を作る。斜長石は0.5～1.5 mmのものが多く，より大きいものもある。斑晶の量は場所により一定していない。5 mm位の角閃石・斜長石をもつ斑状閃緑岩様の外來包有物を含むことがある。

#### 橄欖石角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 VI<sub>d</sub>（Z—130）

産地：庄内町永畑北西約 1 km

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・酸化角閃石・橄欖石・磁鉄鉱

大形の斜長石は成分が不均質で汚れた感じのものが多く、角閃石は黒色オパサイト縁をもった赤褐色の酸化角閃石か、あるいはオパサイト化した仮像となっている。橄欖石は円味を帯び、あるいは融蝕形をもち、輝石と集斑晶を作るものもある。輝石反応縁に囲まれ、また多くはイデイングス石化している。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・アルカリ長石・鱗珪石・鉄鉱

中粒完晶質で、柱状の斜長石・輝石とそれらを埋めるアルカリ長石・鱗珪石とからなる。斑晶の周辺は空隙が多く、アルカリ長石・鱗珪石も多い。

### 花牟礼山熔岩

花牟礼山付近から東・南へ流下した熔岩流である。中村北西の谷の西面には薄い2枚の熔岩があり、全体で数枚と思われる。

灰色または灰黒色、緻密な熔岩で、多量の 0.5 mm 以下の斜長石と少量の輝石とを有する。花牟礼山南東のものは 1～2 mm の斜長石をかなり多量に含んでいるが、下位の十合野熔岩はより多孔質で、斜長石・角閃石・輝石の大きな斑晶をもつことにより、明らかに区別される。橄欖石・角閃石を含むものがある。

### 橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 V d (Z—136)

産地：庄内町花牟礼山頂上

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・橄欖石・磁鉄鉱

斜長石は大形のものが少量と、小形のものが多量にある。大形のものは卓状～箱形または集斑晶状で包有物が多く、小形のものは柱状で比較的清澈である。輝石は大形の斑晶は少なく、普通輝石が外側に平行連晶する微斑晶状の紫蘇輝石が多い。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・アルカリ長石・鱗珪石・無色低屈折率鉱物

中粒完晶質で、やゝ苦鉄質の安山岩である。

### ナベ谷熔岩

花牟礼火山岩類の北側の谷底におもに露出する。節理にかかわらず一様に風化してザラザラ崩れることもしばしばあり、ナベ谷の谷底・林道などを除いては露出がよくない。ナベ谷においては不規則な柱状または板状の節理のある熔岩であるが、内山

南西の谷では熱雲堆積物と考えられる部分があり、その様なところでは大小不規則な岩塊が同質の砂状の基質に埋まっている。

一般に多孔質なやゝ脆い岩石で、そのなかの緻密な部分は淡青灰色、空隙の多い部分は灰白色であり、またしばしば酸化して赤紫色を呈する。斜長石・オパサイト化した角閃石・紫蘇輝石・緑色の普通輝石と、ときに橄欖石とを散点し、集斑晶とオートリスを含む。2 個の ENE-WSW の断層に挟まれた、ナベ谷上流の地域と高津原北西の谷の奥とに分布する岩石は新鮮な角閃石をやゝ多く含んでいる。

### 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石オパサイト化角閃石安山岩 VI d (Z—97)

産地：庄内町ナベ谷上流西股奥

斑晶：斜長石・オパサイト化角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱・橄欖石  
斜長石は箱形で、包有物は少ないが、異なる成分のものが斑点状に組合う不均質なものがかなりある。角閃石はほとんどすべて細粒の輝石オパサイトとなっている。普通輝石は 0.1～0.2 mm の短柱形の微斑晶状のものがかなり多量にあり、それらが単一結晶内で順次異なった消光位をもつ小部分に分かれているか、あるいは砂時計構造を示すことが特徴的である。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・アルカリ長石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・鱗珪石

### 頂上熔岩

山頂部を構成するもので、緩く外側に傾斜するようにみえる。高津原北北西の谷の東側山腹では4枚の熔岩が数えられる。全域を通じて露出がよくないため、火山砕屑岩はあるのかないのか不明である。

岩石は灰白色～青灰白色、やゝ緻密で、2～5 mm の斜長石とオパサイト化した鈍黒色の角閃石斑晶とがある。草緑色の普通輝石、淡黄色の橄欖石を含むものもある。オートリスをしばしば含む。

### 橄欖石含有普通輝石紫蘇輝石オパサイト化角閃石安山岩 VI d (Z—144)

産地：庄内町内山南西 1 km 標高 800 m の地点

斑晶：斜長石・オパサイト化角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・橄欖石

斜長石は内部が清澈なものと、外縁部との境にガラスまたは塵状の包有物の

帯のあるものと、内核全体が細かい蜂巢状にガラスを包有するものがあるが、そのいずれも内部よりもやゝ石灰質の薄い外縁にとりまかれる。角閃石はすべて仮像であって、まったく輝石オパサイト化しているか、あるいは輝石・斜長石・鉄鈹の小結晶の集まりとなっている。輝石は少ない。橄欖石には紫蘇輝石反応縁がある。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・アルカリ長石・鱗珪石・磁鉄鈹・チタン鉄鈹

粗粒完晶質の石基で、斜長石は長柱状で長さ 0.1～0.2 mm ある。

## 岩 類

高津原北西の谷の奥に露出する。周辺の岩体との接触関係はみられないが、地形・分布・岩石の性質などから花牟礼火山岩類の火道を充たした岩類と考えられる。斜交した節理がある。

灰白色、緻密な岩石で、斑晶はあまり目立たないが、1～2 mm 以下の短柱状の斜長石と 2 mm 以下の角閃石の小結晶とがある。

### オパサイト化角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 VI d (Z-190)

産地：庄内町高津原北西 2.5 km の谷の奥

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・オパサイト化角閃石・磁鉄鈹

斜長石は外縁が円味を帯びているものがかなりあり、破片状のものもある。反覆累帯構造が著しく、最外縁はその内側よりもやゝ石灰質であることが多い。包有物をもつものは比較的少ない。輝石は 0.2 mm 以下の微斑晶が多く、斜長石の微斑晶とともに小形ものは石基に漸移する。角閃石はまったく黒色塵状の輝石オパサイトになっているものか、内核に褐色角閃石が少量残っているものが多く、その他に微斑晶程度の輝石・鉄鈹・斜長石の集合となっている仮像がある。

石基：斜長石・石英・アルカリ長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹・鱗珪石  
中～粗粒、完晶質であって、角形～柱状の斜長石・粒状の石英とそれらの間隙にあるアルカリ長石とが主体をなす特徴的な組織をもつ。

## II. 3. 10 阿蘇野層

阿蘇野盆地の東部に分布する。阿蘇野火山構造盆地内に堆積した湖成層で、珪藻土・泥岩を主として礫岩を挟む。見られる限りで最大の厚さは 50 m あるが、芹川火



図版 14 珪藻土質頁岩中に挟まれる礫層（岩下の南）

山碎屑流・崖錐に覆われて地表の分布は狭く、また下底は見られない。阿蘇野川および内山から流れるその支流に沿う低所にのみ露出するので、花牟礼火山岩類との関係は明らかでない<sup>註20)</sup>。阿蘇野層中に挟まれる軽石層は、普通輝石紫蘇輝石安山岩質であって角閃石をほとんど含んでいないが、その起原が花牟礼火山岩類にあるのか、九重火山の初期の噴出物であるのか不明である。

盆地東端に当たる岩下の北東などの特殊な小部分を除いては、ほとんど水平層である。岩下の北東では厚さ約 45 m 露出する。下部はおもに灰色シルト岩からなるが軽石層およびレンズ状の礫層を挟み、しばしば異常堆積様の擾乱がみられる。礫は熊群山流紋岩と、時山安山岩と思われる輝石安山岩とからなる。上部は薄い凝灰質～軽石

註20) 文献<sup>9)</sup>の記載およびその地質図に示された阿蘇野層の褶曲構造からは、本層が花牟礼火山岩類よりも上位であるように解される。

質砂層を挟む珪藻土質頁岩からなる。下部はほとんど水平であるが、上方は走向 N 50° E で 20° NW に傾斜する。木片と葉の化石を含む。鑑定された植物化石を次に示す。

*Acer pictum* ? THUNB

*Fagus crenata* BLUME

*Lindera* ? sp.

*Quercus* cfr. *myrsinaefolia* BLUME

*Q.* sp.

*Vaccinium* sp.

*Zelcova serrata* MAKINO

*Phyllites* ? sp.

(国立科学博物館 遠藤誠道博士鑑定)

岩下南側においても、下部の珪藻土質頁岩中に礫層が挟まれる(図版 14)。礫は径 30 cm 以下の角礫(～亜円礫)であるが、ときに径 1 m に達するものも含む。おもに時山安山岩と思われる緻密な輝石安山岩からなる。

井手下・内山などでは薄い凝灰質砂層・軽石砂層を挟む珪藻土岩からなる。珪藻土岩は黄白色あるいは青灰色・紫褐色などを呈し、細粒、均質で水平によく成層する。

これらの珪藻土岩は各所で採掘されている。

### II. 3. 11 千町無田角閃石安山岩類

図幅地域の北西端に露出し、別府図幅地内に広く延長する。厚い熔岩流か、あるいは円頂丘群として形成されたものと思われる。花傘礼火山岩類にくらべて大形の斜長石とオパサイト化の著しくない角閃石との斑晶をもつことで特徴づけられる。

灰白色、やや粗鬆な岩石で、3～5 mm 以下の斜長石と角閃石とを含む。少量の石英外来結晶と、ときに 5 mm 以上の褐色の変質した橄欖石斑晶を有する。オートリスをしばしば含む。

橄欖石黒雲母含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 X VI d (Z-84T)

産地：九重町千町無田北の転石

斑晶：斜長石・褐緑色普通角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・黒雲母・橄欖石

斜長石は蜂巢状にガラスを包有するものが非常に多い。ガラスを包有する斜長石の小斑晶と間隙のガラスとからなる集斑晶もある。褐緑色普通角閃石とごく少量含まれる黒雲母とはオパサイト縁を有しない。角閃石には肉眼的な大形の斑晶から小形のものまでであるが、輝石の斑晶は 0.1～0.5 mm の小形のもののみである。橄欖石は大形のもが少量含まれ、輝石の小斑晶と棍棒状の鉄鉱とに囲まれている。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱・無色ガラス

細粒のハイアロピリティック組織であり、無色のガラスまたは潜晶質の基地に、斜長石・斜方輝石と少量の単斜輝石・チタン鉄鉱・磁鉄鉱などが認められる。

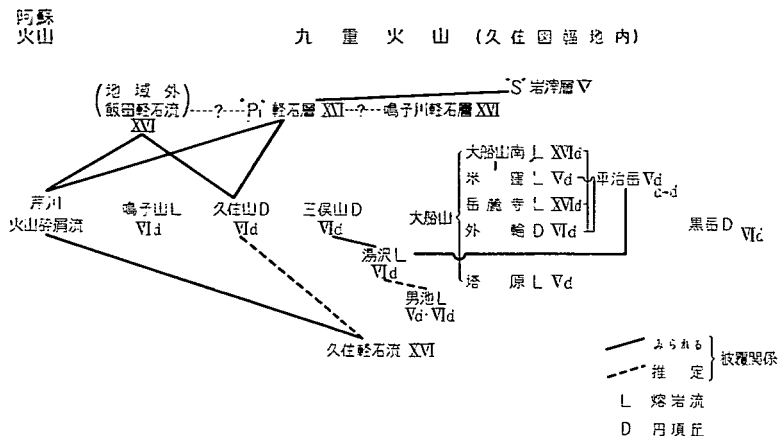
## II. 4 第四系

### II. 4. 1 九重火山

九重火山は本図幅と西隣宮原図幅との両地域にまたがる火山群であって、この図幅にはその東半部が分布する。この図幅調査のみでは、その構造・活動史について不明の点が多く残されているが、明らかになった部分を要約して第 4 表に示す。

久住軽石流は南側の裾野を形成するものであって、珪長質の黒雲母角閃石石英安山岩からなる。中央部の円頂丘群との正確な関係は不明であるが、それらに先行する大規模な爆発的活動の産物と考えられる。その後、火山の中央部の幾つかの火道から熔岩が流出した。その大部分は角閃石安山岩で、粘性が大きく、厚い舞台状の熔岩流や熔岩円頂丘をつくった。活動の末期には宮原図幅地内の火口から、北方に黒雲母角閃石石英安山岩の軽石流(飯田軽石流)を流出した。図幅地内にはおそらくそれと同時期に抛出されたと思われる同質の降下軽石層“P<sub>1</sub>”(99 頁第 19 図)が分布する。また円頂丘には数個の爆発火口がある。火山群の東部の大船山・平治岳付近では、角閃石安山岩に伴なって苦鉄質の輝石安山岩・玄武岩を噴出した。すなわち、初期の男池熔岩・塔原熔岩などと、後期の米窪熔岩・平治岳熔岩などである。大船山の米窪火口か、平治岳のいずれかから噴出したと考えられる岩滓層“S”は前記の軽石層“P<sub>1</sub>”を覆っている(第 19 図)。

第 4 表



現在この火山には活動中の火口はないが、久住山北方（宮原国幅地内）では活潑な硫気孔活動が行なわれ、煙道硫黄の採取が行なわれている。この国幅地内では、法華院などの温泉と、大船山南麓の炭酸気孔などに活動のなごりを留めているのみである。九重火山の活動記録は1738年（元文3年）、1742年（寛保2年）の2回知られている<sup>21)</sup>。記載が簡単のため明確ではないが、硫気孔活動が急に活潑になったか、あるいは小規模のガス（または水蒸気）爆発を起こしたものと思われる。久住山円頂丘の頂上の爆裂火口のうちの1つは1742年の活動の際に出来たものかも知れない<sup>註21)</sup>。久住山円頂丘の北側・三俣山付近などは、現在裸地か、草・灌木程度の植生しかないが、これは1900～1905年（明治33～38年）頃に煙害によって、当時あった喬木林が枯死してしまったためであって、硫気孔ガス中に硫化水素または砒素が著しく増したのが原因であるといわれている<sup>註22)</sup>。

この火山を構成する岩石は、角閃石斑晶を有するか否かによって、角閃石安山岩（石英安山岩を含む）と輝石安山岩（玄武岩を含む）とに大別することができる。分析された岩石（第7表11～19）のSiO<sub>2</sub>の範囲は51.68%から63.14%にわたっている。一般に輝石安山岩は角閃石安山岩に較べて苦鉄質である。両者の顕著な性質を第

註21) 文献20)の134頁による。

註22) 文献20)の139頁による。

第 5 表

		輝石安山岩	角閃石安山岩
(肉眼的性質)	石 基	暗灰・黒や、緻密	灰白・灰・(暗灰・黒)粗鬆
	斑 晶 斜長石 角閃石	一般に小さい ない	大きいものを含む 大きいものを含む
(鏡下)	斑 晶	斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・(橄欖石)・磁鉄鈹	斜長石・普通角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・(黒雲母)・(橄欖石)・磁鉄鈹・(石英)
SiO <sub>2</sub> (分析数)		51.68~56.65 (3)	58.44~63.14 (6)
色 指 数*		34.0 ~25.2	27.2 ~14.4

\*斑晶を含んだ岩石の総化学成分からそのまゝ算出

5表に示す。

角閃石安山岩には鉄苦土珪酸塩鉱物の斑晶として、橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石・普通角閃石・黒雲母のすべてを含むものがある。角閃石安山岩中では、一般に斜長石と角閃石との斑晶は、肉眼で顕著に認められる大形のものから小斑晶まであり、紫蘇輝石・普通輝石は0.3 mm以下程度の微斑晶状のものがほとんどである。輝石安山岩・角閃石安山岩を通じて、石基には単斜・斜方の両種の輝石が含まれる。斑晶として斜長石は常に最も多量にあるが、清澄な斜長石のみを有する岩石はない。包有物（塵状のもの、ガラス、輝石・鉄鈹などの鉱物粒）を含む結晶が非常に多く、また逆累帯構造のもの、単結晶内で斑状か格子状に異なる成分の斜長石が入り組んでいるものもしばしばある。

角閃石は緑色・緑褐色・褐色などの普通角閃石と酸化角閃石とであり、緑色角閃石を除く各鉱物の多くのは種々の程度にオパサイト化作用を受けている。緑色普通角閃石は軽石・ガラス質岩（大船山南麓岩など）中に産する。オパサイト化は受けないか、またはごく薄い黒色オパサイト縁を有する程度である。その他の熔岩流・円頂丘などに産するものは緑褐色普通角閃石が多く、褐色のものと酸化角閃石とは少ない。輝石・鉄鈹の微細粒からなる輝石オパサイトに包まれ、あるいは全く交代されてしまっているものが多い。そのほかに輝石・鉄鈹・斜長石の小結晶の集合で、角閃石

の仮像を残しているものがある。肉眼では、オパサイト化していない結晶は漆黒色で、強い光沢のある劈開面があり、オパサイト化の進行したもののほど光沢が鈍く、劈開が不明瞭になり、遂には輪廓がぼけた暗黒色の斑点状になる。黒雲母は多くの角閃石安山岩に少量含まれ、一部のもの、とくに石英安山岩質のものには主要斑晶鉱物として含まれる。少量含まれるうちの一部は外来結晶と考えられる。橄欖石は輝石安山岩に多く、玄武岩では鉄苦土鉱物中でもっとも多量にあるが、角閃石安山岩中にもしばしば含まれる。石英は多くの岩石には少量の外来結晶として、珪長質の岩石の一部では主要斑晶鉱物として含まれる。

### 久住軽石流

九重火山南面の広大な裾野をおもにかたちづくっているものである。一見緩傾斜（約3°）の円錐形斜面をよく残しているようにみられるが、放射谷に刻まれ、それらの谷の上方には円頂丘からの崖錐が押し出し、下方は阿蘇火山芹川火山砕屑流が低所を埋めている。基底面の露出がないため、下位の地層との関係はみられない。また九重火山の円頂丘群との接触関係も観察されないが、次の2つのことからの間接の推定により、円頂丘群形成以前の噴出物と考えられる。すなわち①円頂丘群のどこにも（平坦な地形の部分にも）この堆積物が見られないことと、②円頂丘群を覆う飯田軽石流<sup>註23)</sup>は阿蘇火山芹川火山砕屑流を覆い、芹川火山砕屑流は久住軽石流の開析された谷を埋めて堆積している——飯田軽石流と久住軽石流の間にはかなりの時間的間隔がある<sup>註24)</sup>——こととである。

堆積物は角閃石斑晶に富む大小不規則の軽石と、同質の碎片のつくる基地からなる無層理の堆積物である。一般に未固結であるが、一部にはやゝ固結し、径約2 m位の大まかな柱状節理の発達する部分がある。軽石は白色ガラスの作る多孔質の石基に、数 mm 以下（ときには1 cm 以上）の角閃石と斜長石との斑晶を多く含み、他に黒雲母・輝石も含む。しばしば鉄質鉱物の微斑晶の集合した、数 cm 以下のオートリス状の暗色の団塊を含んでいる。軽石は一般に5~20 cm 以下の亜円礫であるが、小礫のみのこともあり、ときには50 cm 以上の大塊を含む（久住町今村の南方）こともあ

註23) 宮原・森図幅地域内に分布する。

註24) もちろんこれは円頂丘群が久住軽石流よりも古い可能性を積極的に否定する証拠ではない。宮原図幅地域の調査によって、この新旧関係が明らかになれるであろう。

る。普通多少の石質岩片を交じているが、それがかなりの量を占めることもある。久住町北西では、やゝ硫気変質した角閃石安山岩のほか、本質岩片と思われる角閃石斑晶の顕著な灰色ガラス質安山岩の亜角礫を多量に含んでいる。基質と礫との量比は場所により一定しない。石原付近では、この堆積物はサラサラした白色の砂状に風化し、一見中峠軽石流の熔結凝灰岩の風化部に似ている。しかし後者は有色鉱物の量の少ないことと、そのなかでは黒雲母の占める割合がはるかに多いこととで区別される。

県種畜場北、表登山道北側の海拔約700 m 付近では、この堆積物はやゝ固結している。露頭の下部約10 m は径2~3 m の不明瞭な柱状節理があり、その上数mは径1 m 位はやゝ顕著な柱状節理が発達する。双方とも、灰白色の軽石碎片の基地中に、それよりも少量の径1 cm（まれに5 cm）以下の軽石を含んでいる。そのほかにごく少量の角閃石安山岩の石質岩片と、オートリス状の暗色の団塊を含む。この両者の間は露出が欠けているため、同一の岩体中のみかけの違いであるのか、2つの堆積物が重なっているのか不明である。久住町宮原付近でもやゝ固結しており、径2~3 m の柱状節理が発達する。

普通輝石石英含有紫蘇輝石黒雲母角閃石石英安山岩（Z-235）（久住軽石流中の軽石）

産地：宮原図幅地内東縁久住町萩の迫

化学成分：SiO<sub>2</sub>：60.96%（第7表11）

斑晶：斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母・紫蘇輝石・磁鉄鉱・石英・普通輝石  
斜長石（中性長石~灰曹長石）は、0.3~1.5 mm の自形または破片状で、包有物は比較的少ないが、成分が不均一であったり、複雑な反覆累帯構造・逆累帯構造をもつものが多い。角閃石・黒雲母はまったくオパサイト化作用を受けていない。石英は円味を帯びたものが少量含まれる。

石基：無色ガラス

よく発泡した無色のガラス（n=1.493±0.003）からなる。2つの斑晶の間で、空泡が圧迫されて扁平化していることもある。

### 男池熔岩

千町無田の南東方に、高さ50 m の低平な台地をつくって分布する。台地面上には熔岩のアア表面を残している部分がある。この熔岩と湯沢熔岩との境界での関係は明



らかでないが、湯沢熔岩が上位にあると思われる。やゝガラス質の中性の輝石安山岩であって、大船山の米窪熔岩の一部を除いては、九重火山群中の他の熔岩と似ていない。岩相と分布高度から、一見時山安山岩の連続かとの疑いをもたせるが、岩石の新鮮なこと、熔岩表面の保存されていること、花牟礼火山熔岩の受けている構造運動を全く受けていないことなどから、九重火山群の初期の噴出物と考えられる。

岩石は灰色または黒灰色、緻密またはやゝ多孔質である。斑晶として径 7 mm に達する大形の円い普通輝石が特徴的であり、相当量の 3~5 mm 以下（多くは 1.5 mm 以下）の斜長石、少量の 3 mm 位の橄欖石を含む。径数 cm 以下の外来岩片をしばしば包有する。これらの包有物は熱変成を受け、再結晶している。

#### 角閃石橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 VI d (Z-110T)

産地：平治岳北東、庄内町男池南の転石

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・橄欖石・角閃石・鉄鈹

斜長石はガラス・輝石などを包有し、複雑な累帯構造をもつものが多い。普通輝石は数 mm に達する大形・短柱状・自形の結晶と小形のものがある。大形のもの、少量の鉄鈹・斜長石などを包有し、弱い累帯構造がある。橄欖石は輝石斑晶に外周を包まれて不規則な外形をもつものと、単独にあつて、自形で輝石反応縁に囲まれるものがある。角閃石は褐色で、黒色オパサイト～輝石オパサイトに囲まれ、中にはまったく輝石・斜長石などの集合となつて仮像のみを残しているものもある。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹・アルカリ長石・褐色ガラス

石基は細粒で、柱状の斜長石・輝石と粒状の鉄鈹と、それらの間を埋めるアルカリ長石・ガラスなどからなる。

#### 外来包有物 (Z-107)

産地：鳴子川上流、大分・玖珠郡境界付近

成分鉱物：董青石・斜長石・珪線石・柘榴石・紫蘇輝石・磁鉄鈹・チタン鉄鈹・ジルコン・無色ガラス

男池熔岩中に包有される径 3 cm、厚さ 1 cm の板状の岩片で、肉眼では濃青色・白色の薄層が互層している。径 1 mm の赤色の柘榴石を散点する。鏡下では董青石はもつとも多量にあり、1.5~3 mm の粒状で、不規則な外形をもつ。珪線石は針状の結晶で、多くは董青石の心部に、少量は斜長石中に、それぞれ密集して存在する。紫蘇輝石は極少量あり、淡黄褐～淡緑色の

多色性をもつ。

包有物中にはこのほかに、斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹からなる片状の岩石もある。

#### 湯沢熔岩

三俣山および平治岳の北方に低い台状の地形をつくる。鳴子川の左岸、すなわち三俣山の北方では、高さ 1,100~1,200 m を上面とする下段と、約 1,300 m を上面とする上段との 2 段に分かれ、それぞれ厚さが約 200 m と約 100 m の厚い熔岩流と思われる。鳴子川右岸、平治岳の北方においても、高さ約 1,100 m を境にして上下 2 段が認められる。両岸に分布しているものがそれぞれ独立の火道から流出したものか、あるいは連続している熔岩なのかは明らかでないが、産状と岩石のよく似ていることからこれらを一括した。

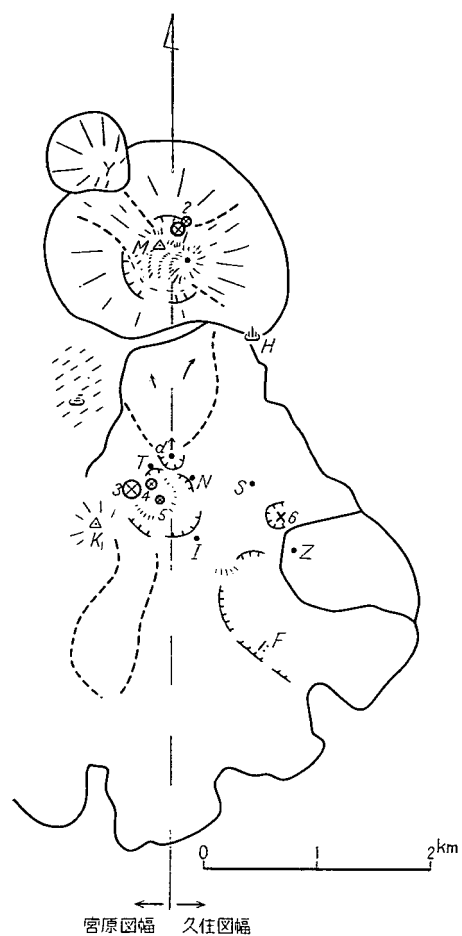
岩石は灰黒色～灰色の角閃石安山岩である。肉眼的にも鏡下の性質も下記の三俣山熔岩によく似ている。

#### 三俣山円頂丘

図幅地域西縁に位置し、その東半部のみが本図幅地内にある。比高約 400 m の熔岩円頂丘であつて、北西麓（宮原図幅地内）には、寄生円頂丘指山がある。三俣山の本体は二重の形態をもち、1,745 m 三角点のある中央円頂丘部と、南・南西・北側に比較的明瞭な周縁をもつ外輪山部との 2 部分からなる。中央円頂丘には、東側の頂上をとりまく同心状に、その西側に二重の波状の地形がある。北側外輪山部と中央円頂丘部の境には大鍋・小鍋の 2 つの爆発火口が存在する（第 15 図）。外輪山・中央円頂丘の両部分を構成する岩石はまったく同様である。この 2 部分が生成の時期を異にするふつうの意味の外輪山—中央円頂丘の関係にあると考える必要はない。このような地形は、熔岩の流出中あるいは直後において、火道内の熔岩柱が一旦下降した後にはふたたび上昇することによってできうるであろう<sup>註25)</sup>。この境界付近が、大鍋・小鍋をつくったガス（または水蒸気）爆発の際のガス（水蒸気）の通路になったと考えるのも不自然ではないであろう。

岩石は新鮮なときは灰色を呈し、緻密またはやゝ多孔質である。通常 5 mm 以下、

註25) 箱根火山二子山の同様な地形が、田中館秀三によって記載されている。



M:三俣山 Y:指山 K:久住山 I:稲屋山  
 N:中岳 T:天狗ガ城 S:白口岳 Z:鳴子山  
 H:法華院温泉 F:本山ノ麓 d:小円頂  
 丘 X:爆裂火口 O:硫気孔  
 1:大鍋 2:小鍋 3:空池 4:御池 5:(無名)  
 6:片ガ池

第 15 図 久住山・三俣山の略図



久住山北側からみる、左端の白色部は硫気変質帯  
 図版 15 三俣山円頂丘

ときに 1 cm に達する斜長石と角閃石との斑晶を顕著に含む。径数 cm から、ときに 30cm におよぶ微閃緑岩様のオートリスを多く含んでいる。岩石はしばしば酸化されて暗赤色を呈するが、節理に沿った部分のみ、またはオートリスのみが酸化されていることもある。

#### 紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩 VI<sub>d</sub> (Z-11)

産地：(宮原図幅地内) 三俣山外輪山南西頂上

化学成分：SiO<sub>2</sub>：60.11% (第 7 表 12)

斑晶：斜長石・角閃石・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鉱

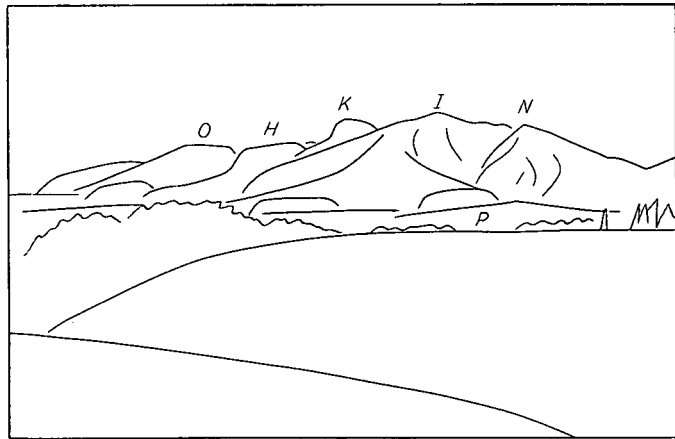
斜長石には 1 mm 以上の大形のもの、それ以下の微斑晶状のものがある。

大形ものは複雑な累帯構造、双晶をなし、塵状物質・ガラス・輝石・鉄鉱などを包有し、一般に汚れた感じを与える。微斑晶状のものは柱状・自形で、一般により清澄なみかけを呈する。角閃石は黄褐～緑褐色の多色性を示す。オパサイト化の程度は結晶個体毎に異なり、ほとんど輝石・斜長石・鉄鉱などの集合に置換されて仮像を残すのみのものもあるが、結晶の外縁と内部の一部が黒色塵状物に置換されている程度のもものがもつとも多い。普通輝石・紫蘇輝石は柱状で、0.5 mm 以下の小形のものが多い。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・アルカリ長石・鱗珪石



図版 16 久住山円頂丘群 南南東方久住町白丹からみる



N : 鴨子山 I : 稲星山 P : 久住高原 (以下宮原図幅地域) K : 久住山 H : 肥前ガ城 O : 扇ガ鼻

斜長石・輝石の長柱状～針状結晶と鉄鈹の微晶，それらを埋めるアルカリ長石・鱗珪石などの微細な結晶の集合からなる（第II図版の4）。

### 久住山円頂丘

宮原図幅地内にかけて東西約6 kmにわたる山体を作り，ほぼ東西方向に隣接する数個の火道から噴出した熔岩円頂丘の合体したものである（図版16）。本図幅内で判明した構造は次の通りである。

稲星山・中岳・天狗ガ城・久住山北東側を結ぶ円周状の稜線は，内側が急傾斜であり，そのなかに低平な小丘がある（第15図）。この小丘付近は硫気変質を受け，岩石は白色に変質しているものが多い。小丘上に1個と北西縁に2個の爆裂火口があり，この付近にはこの爆発によって飛散したと思われる白色変質岩の小片が散乱している。これらの事実から，上記の稜線は一つの火口縁，内側の小丘は中央円頂丘であって，これらの生成後も硫気作用と爆烈活動が継続したと推定される。

中岳・天狗ガ城の鞍部の北側（外側）には，高さ約10 mの小円頂丘がある（図版17）。これは中岳・天狗ガ城山体の形成後に，外側（北側）に開いた火口が生じ，北千里浜方面に熔岩を流した噴出口を示すものと思われる。

稲星山南東，高さ1,150mの本山の滝では，上下2枚の熔岩が見られ，下位の熔岩と崖錐の上に，多孔質の下底をもつ上位の熔岩がのっている。上下の岩質は全く同様である。また展望台の西・西南西の図幅西縁などでは，山腹の傾斜は熔岩舞台状に一旦水平または逆に緩く山側に傾いた後，急傾斜の前縁で終わっている。このような前縁をつくる舌状の張り出しは，この火山群のなかでは各所にみられる。

以上のような諸事実からすれば，この円頂丘は単なる熔岩塊ではなく，何枚かの厚い熔岩流の累重したものである。

爆裂火口は前記したように，頂上付近に空池・御池など3個（宮原図幅地内）があり，稲星山東側には片ガ池がある。佐渡窪西方・片ガ池付近は硫気変質作用が著しい。

岩石は斜長石と角閃石斑晶とのよく目立つ角閃石安山岩である。結晶度によって，石基の色調は灰色か灰黒色であり，弱い硫気変質によって灰白色を呈することもある。角閃石のオパサイト化の程度も部分によってさまざまである。橄欖石・石英・黒雲母



図版 17 中岳・天狗ヶ城北側の小円頂丘

などは、認められるときも、認められないときもある。図幅西縁の熔岩南前縁部、970 m 三角点付近では、橄欖石斑晶を顕著に含む。

#### 石英橄欖石黒雲母含有普通輝石紫蘇輝石角閃石安山岩 Vid (Z-61)

産地：久住山北東北千里浜東端

化学成分：SiO<sub>2</sub>：58.66% (第7表13)

斑晶：斜長石・角閃石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鉱・黒雲母・石英・橄欖石  
三俣山熔岩 (Z-11) とよく似ているが、結晶度がそれよりも低く、肉眼では灰黒色を呈している。角閃石は黄褐～緑褐の多色性を示して黒色オパサイトまたは輝石オパサイト縁に囲まれるものと、輝石・斜長石・鉄鉱の小結晶の集合にほとんどまたは完全に置換されたものがある。黒雲母は融蝕され、外縁は輝石と鉄鉱とによって囲まれる。石英は融蝕され、円味を帯びている。黒雲母・石英・橄欖石は外来結晶であるのかも知れない。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・ガラス

斜長石・輝石の柱状～針状結晶・鉄鉱と、それらを埋める無色透明のガラスとからなる。

#### 鳴子山熔岩

稲星山の南東側山腹を作る熔岩である。稲星山東の1,680 m峰東側では、稲星山を

つくる久住山円頂丘の熔岩がこれを覆っている。しかし一方本山滝北東側・佐渡窪西側などの久住山円頂丘熔岩は鳴子山熔岩よりも見掛け上、下位にあるので、この熔岩は久住山円頂丘生成の途中で山腹から流出したものである。肉眼で明瞭な斑晶の少ない特徴的な岩石なので図上に区別してある。

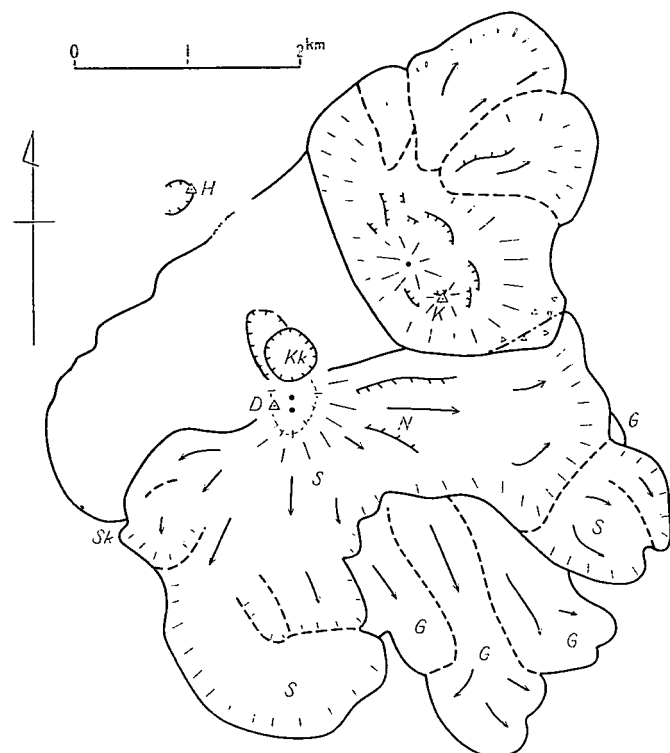
岩石は灰白色～青灰白色、緻密～やゝ多孔質である。斜長石は5 mm 位の大型のものは少量であり、他は2・3 mm 以下で、石基と区別ができない小形のものまで漸移する。角閃石はほとんどがオパサイト化して灰黒色～灰緑黒色の仮像となり、肉眼では不明瞭である。

#### 黒岳円頂丘

北北西-南南東に延びた長円形で、比高約500 mの熔岩円頂丘である。北端から北東および東に厚い熔岩流状の張り出しがある。頂上には一見火口様の凹地を囲む外輪山様の部分と、その西側を半ば覆う2個の小円頂丘とがある。しかし空中写真の観察によると、外輪山様部は円頂丘北部では連続しないで北に開き、また凹地内にも外輪山様壁と平行に、明瞭なひだが認められる。小円頂丘にも同心状のひだが発達する(第16図)。三俣山と同様これらは生成の時期を異にするものではなく、小円頂丘は火道を最後に上昇した部分を、北東方の張り出しは円頂丘の側壁が破れて溢流した部分を、それぞれ示すものであろう。黒岳南東側では、黒岳の崖錐が大船山南熔岩の北東端を覆っている。しかし大船山熔岩との明瞭な前後関係を示す被覆はみられない。

黒岳をつくる岩石は全体に互って一様によく似ており、その特徴的な見掛けから九重火山の他の熔岩とは容易に区別される。灰色、塊状で、やゝ多孔質である。斜長石は5～7 mmのものが少量、2・3 mm以下のものが中程度に存在する。角閃石は2～5 mmで、オパサイト化のため明らかな劈開を残さず、鈍い黒色を呈してぼけた感じを与える。径1・2 mmの、黄緑色の結晶集合をしばしば含んでいる。これはおもに細粒の普通輝石からなり、斜長石・紫蘇輝石なども含んでいる。石英の外来結晶も、黄緑色の普通輝石の反応縁に包まれている。黒雲母を含むこともある。少量の緑灰色、砂岩状のオートリスを含む。

石英黒雲母含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 Vid (Z-56)



D:大船山 K:黒岳 H:平治岳 Kk:米窪 N:入山公蔵  
Sk:佐渡窪 S:大船山南熔岩 G:岳籠寺熔岩

第16図 大船山・黒岳の略図

産地：黒岳天狗（1,556 m 峰）頂上

化学成分：SiO<sub>2</sub>：58.47%（第7表14）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・オパサイト化角閃石・磁鉄鉱・黒雲母・石英

斜長石は0.5 mm以上の大形のもの、それより小形のものがある。大形のものの中には清澄なものもあるが、蜂巢状にガラス・輝石などを包有した汚れたものが非常に多い。小形ものは概して清澄である。輝石は0.3～0.5 mm以下の小形のものが多い。角閃石は0.5～2 mm以上の大形のもの

が多い。褐色普通角閃石の中核を残しているものもあるが、大部分は鉄鉱・輝石などの微晶の集合からなるオパサイトになっている。黒雲母は黒色オパサイト縁を持つ。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鉱・鱗珪石・アルカリ長石・クリストバル石

細粒毛氈状であって、斜長石・輝石・鉄鉱と、それらを埋める無色低屈折率鉱物（アルカリ長石＋珪酸鉱物？）からなる。小空隙には鱗珪石とクリストバル石とがある。

### 大船山

輝石安山岩と角閃石安山岩とが交互に噴出した複雑な構造をもっている。図幅地内の最高峰である頂上の北側には、よく保存された円形の米窪火口があり、さらにこれを取りまいて長円形の外輪頂丘火口がある。

最初の噴出物と思われる塔原熔岩<sup>註26)</sup>は苦鉄質の輝石安山岩で、南東方に露出する。南方の岳籠寺熔岩と北方の外輪頂丘火口熔岩はともに角閃石安山岩からなる。外輪頂丘生成後に、頂上部の凹地に円形の米窪火口が生じ、輝石安山岩熔岩と碎屑物とを噴出して、低い火口丘をつくり、薄い熔岩流が頂丘の斜面を流下している。その後、米窪火口の南方の火道から黒雲母角閃石安山岩・同石英安山岩からなる大船山南熔岩が流出して現在の頂上部をつくり、厚い熔岩流として南山麓に達している。

頂上部には小爆裂火口と思われる御池がある。石原の北北西約2 kmの山麓には炭酸気孔がある。

### 塔原熔岩

塔原・七里田付近に狭く露出する。上面は厚い火山灰と九重降下軽石に覆われる。

苦鉄質の輝石安山岩である。塔原から有氏へかけての路傍では、青灰色、やゝ多孔質であり、不規則な節理がある。表面に近い部分は岩滓質であり、酸化されて紫色を帯びる。斑晶として0.5～1 mmの斜長石を密に含み、また1～2 mmの輝石を相当量有する。石英の外來結晶を含んでいる。

この熔岩は露出地が狭く、下位層との関係は不明であり、また大船山起源の他の熔岩との直接の関係または時間的間隔を示す露頭も発見されなかった。岩相は新第三系

註26) 後述するように、この熔岩は九重火山起源ではなく、下位の第三系に属するものかも知れない。

庄内火山岩類中の輝石安山岩類にもやゝ類似しているので、この熔岩は九重火山以前の他の岩層に属するという疑いもある。

#### 普通輝石紫蘇輝石安山岩 Vd (Z-793)

産地：久住町塔原

化学成分：SiO<sub>2</sub>：52.43% (第7表15)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・磁鉄鈹

斜長石は0.3～1 mm, 柱～卓状のものが多量にある。複雑な反覆双晶をなし、多くのものは外縁に平行な帯状に、少量の微細な包有物を含む。紫蘇輝石の微斑晶の外縁には、しばしば普通輝石が薄く平行連晶状に附着する。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・鉄鈹・鱗珪石

細粒、完晶質でおもに柱状の斜長石・輝石と粒状の鉄鈹とからなる。

#### 外輪円頂丘熔岩

大船山北部の広い火口(または火口状の凹地)をもつ円頂丘をつくる。低い火口縁は現在北東端と北西側にあり、残りの部分は内側に新しく生成した米窪火口丘に覆われている。西側は平治岳の南から立中山・坊ガツル南東まで高い段状の地形があり、厚い熔岩流の前縁を示すものと思われる。

主体をつくる岩石は三俣山熔岩などによく似た、九重火山にもっとも普通の角閃石安山岩である。灰色、やゝ多孔質の石基に、角閃石・斜長石の斑晶が目立ち、少量の黒雲母を含む。佐渡窪北側の岩石も同様であるが、硫気変質を受けている。立中山北東にみられる岩石はそれらと異なり、斜長石・オパサイト化の進んだ角閃石とともに、2・3 mmの輝石斑晶をかなり含んでいる。

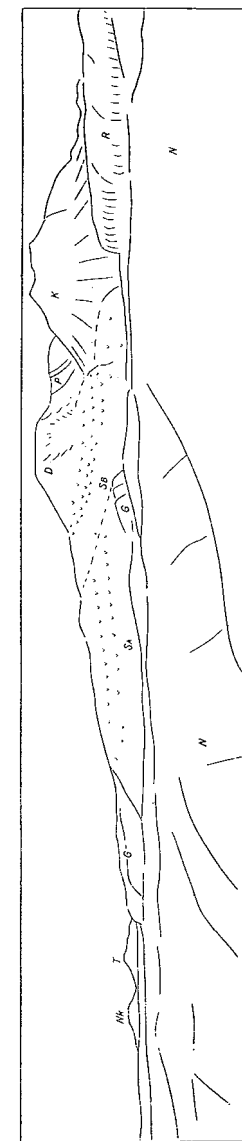
#### 岳麓寺熔岩

大船山南東側に露出し、2枚以上の、厚さ100～150 mの輝石角閃石安山岩熔岩からなる。板切付近ではその北方に下位の熔岩があり、上位の熔岩がそれを覆って1,176 m峰から、南方880.9 m三角点へ延びる稜線をつくっているのが地形から認められる(第I図版の2, 図版18)。

この稜線の延長は大船山南熔岩に覆われる。石原北方の谷の奥、高さ900 m付近では、岳麓寺熔岩は大船山南熔岩の下をさらに西方にまで延びていることがみられる。



図版18 中峠南方からみられた大船山東面



D: 大船山 SA, SB: 大船山南熔岩 G: 岳麓寺熔岩 P: 米窪熔岩 K: 黒岳 R: 上峠流紋岩 N: 中峠輝石流  
(阿蘇火山) Nk: 根子岳 T: 高岳 2枚の大船山南熔岩に注意

また黒岳南東の高さ 800m 付近の大船山南熔岩の崖下には、岳麓寺熔岩の孤立した小露出がある（図版 18）。これらの事実から、この熔岩は現在露出しているよりもかなり広い範囲に分布していたことが知られる。

岩石はこれらのどの部分でもよく似ている。暗灰色～黒灰色、緻密またはやゝ多孔質である。3～5 mm の斜長石斑晶をかなり多量に含む。斜長石は包有物のため汚濁しているものがある。角閃石は 5 mm 以下で、オパサイト化の程度により劈開面にやゝ光沢のあるものを含む岩石から、ほとんど仮像を残すのみものを含む岩石まである。1 mm 位の黒雲母の板状結晶をしばしば含むほか、橄欖石もときに認められる。灰黒色砂岩様のオートリスを含むことがあるが多量ではない。石原北方の谷で、この熔岩中に径約 3 cm の堇青石・柘榴石を含む外来岩片が発見された。

#### 石英黒雲母含有角閃石紫蘇輝石普通輝石安山岩 XVI d (Z—211)

産地：久住町板切南西

化学成分：SiO<sub>2</sub>：58.44%（第 7 表 16）

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・酸化角閃石・黒雲母・磁鉄鉱・石英

斜長石は斑晶中もつとも多量にある。均質、清澄なものは少ない。輝石は 0.5 mm 以下の小形のものが多く。角閃石は輝石よりもはるかに少ない。輝石オパサイト縁に囲まれた明赤褐色の酸化角閃石と、輝石・斜長石・鉄鉱の小結晶の集合とからなる仮像とがある。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鉱・無色ガラス

極細粒の毛氈状組織からなる。

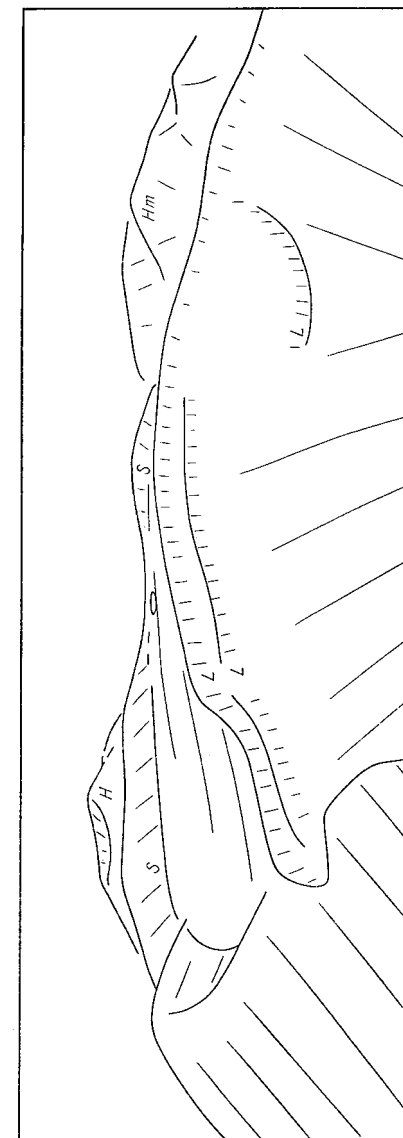
#### 米窪熔岩

外輪火口内に低い米窪火口丘をつくり、その熔岩は外輪火口縁の低所から東・北・西へ流下している。米窪火口は径約 500 m、深さ約 150 m で、火口縁をとりまいて薄い 2～3 枚の輝石安山岩熔岩が露出している（図版 19）。火口内の下部は外輪頂丘熔岩と思われる角閃石安山岩の崖錐からなる。

黒灰色～黒色の熔岩で、やゝガラス質のものが多い。多量の 1 mm 以下の斜長石・少量の輝石を含む一見ほとんど無斑晶質のものと、2～5 mm 以下の斜長石、2・3 mm の普通輝石の斑晶をかなり顕著に含むものとあり、ときには 1 岩塊中でも斑晶の量が著しく異なる 2 部分からなる不均質な岩相をもつことがある。外来包有物を多量



図版 19 大船山頂上からみたら米窪火口



L：米窪熔岩 S：外輪頂丘火口内壁 H：平治岳 Hm：花傘礼山崖

に含む岩石がある。外来包有物は、ほとんど石英のみからなるもの、細粒の堆積岩源のものなどの異質のものよりも、類質と思われる安山岩質のものの方が多い。一部には再熔融して輪廓の不明瞭になったものもある。母岩の著しく不均質なもの少なくとも一部は、外来包有物の汚染作用によるものであろう。

不均質であり、また外来包有物を多量に含む岩石は、西側坊ガツルからの登山路の上部に多く見られる。米窪火口周辺・火口から東側山腹に分布するもの・坊ガツル東方などの熔岩はかなり多斑晶質である。米窪火口東側で大船山南熔岩に覆われるものは、角閃石斑晶を含む(第6表)。北に流下して平治岳東麓に達しているものは、ほとんど無斑晶質で、青灰色、緻密な熔岩である。鉾立峠東側の立中山に分布するものは、灰黒色、細粒の石基に多量の斜長石の小斑晶と少量の輝石とを有し、半ば熔融してレンズ状になった灰白色の角閃石安山岩の外来岩片を含んでいる。この熔岩は大船山とは分布の連絡が断たれており、米窪火口から流出したかどうか明らかではないが、岩質が酷似しているので一括してある。米窪火口の周辺には径 50 cm に達する牛糞状火山弾が発見される。

#### 橄欖石含有紫蘇輝石普通輝石安山岩 Vd (Z—49)

産地：大船山米窪北側

化学成分：SiO<sub>2</sub>：56.65% (第7表 18)

斑晶：斜長石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鈹・橄欖石

斜長石は 1.5 mm 以上の大形のもの、より小形のものがある。大形ものは蜂巢状に褐色ガラスを包有する。輝石の斑晶はしばしば鉄鈹を包有し、また集斑晶をつくり、その中では各結晶個体が入り組んだ複雑な境界で接していることもある。橄欖石は残晶状に輝石中に少量包有されている。

石基：斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈹

極細粒の毛氈状組織を示す。長柱状の斜長石が流状配列し、その間を針状の輝石・粒状の鉄鈹などの微晶と褐色ガラスとが埋める。

#### 大船山南熔岩

大船山の山頂部をつくり、厚い熔岩流として南・東方の山麓まで流下している。大船山頂上の米窪火口東壁では米窪熔岩を覆い、南側山腹では岳麓寺熔岩を覆って、その作る稜線の両側に分かれて流れ落ちている(第16図、第I図版の2)。こ

の熔岩は原地形をよく保存し、その表面には径数 m の巨塊が散乱して、遠望しても明瞭に他と区別できる。熔岩流前縁の急傾斜の部分と緩傾斜の部分とが繰り返す階段状の地形を作り、引き続き何枚かの熔岩流からなるものとみられる(図版 18)。しかし入山公墓付近の緩傾斜の部分は岳麓寺熔岩のつくる稜線の延長上にあるので、下位の熔岩の作る地形にも影響されているのであろう。入山公墓付近では、その南北に2条の平行した堤状の地形があり、熔岩溝を作っている。頂上部には2個の小凹地がある。そのなかの1つは径約 30 m の円形で、水を湛えていて御池と呼ばれる。付近に硫気変質した岩片がみられるので爆裂火口と認められる。他の長円形ものは確実に判らない。

大船山南熔岩が米窪火口の南縁に比高 250m に及ぶ絶壁をつくっていながら、ほとんど米窪火口内には流入せず、南・東方のみに流下したのは一見奇異に感ぜられるが、大船山頂上には米窪火口から噴出した火山弾は全く存在せず、また後に述べる米窪東壁における被覆関係から、本熔岩が米窪熔岩よりも新しいことは明らかである。おそらくこの熔岩は米窪火口の南外側に開口した火道から流出して南・東に流下し、最後に上昇した部分が山頂部をつくったものであろう。

岩石は白色・灰色・灰黒色などを呈し、多孔質で脆い熔岩である。酸化されて紅褐色を呈することもある。斜長石・角閃石・黒雲母の斑晶が目立ち、多くの岩石ではそれらが流状配列をし、また一部の岩石は石基の白色の部分と黒色の部分とが互層する縞状構造をもっている。斜長石は 5～7 mm 以下の長方形のものが多量に含まれる。角閃石は 5 mm 以下の柱状、黒雲母は 1.5 mm 以下の板状で、ともに黒色で光沢があり、新鮮である。1～3 mm 以下の石英・輝石なども含まれる。微斑晶の集合した一見ゴマ塩状のオートリスをしばしば含み、また少量の外来岩片を包有する。

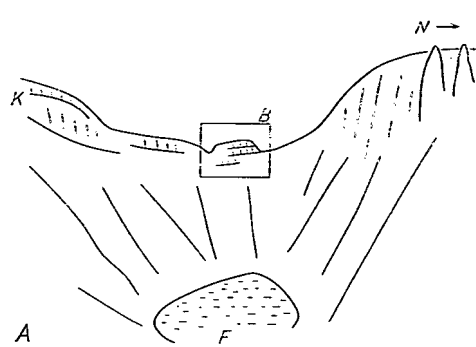
#### 普通輝石紫蘇輝石含有黒雲母角閃石石英安山岩 XVI (Z—41) (白色の岩石)

産地：大船山南西佐渡窪東側

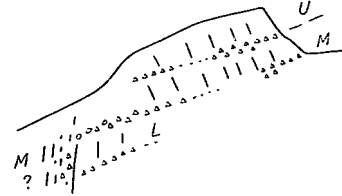
化学成分：SiO<sub>2</sub>：63.14% (第7表 17)

斑晶：斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母・磁鉄鈹・石英・紫蘇輝石・普通輝石  
斜長石(中性長石)は 0.5～2 mm の箱形である。包有物は比較的になが、多くの結晶では成分が不均一で複屈折を異にする部分が複雑に入り組み、反覆累帯構造も著しい。角閃石と黒雲母とは新鮮であるが、一部の結晶に





K:米窪熔岩 N:大船山頂上 F:火口底  
第17図A 米窪火口西壁から東壁をみる



L, M:米窪熔岩 U:大船山南熔岩  
第17図B 同部分図

は薄い輝石オパサイト縁があり、オパサイト化が始まっている。石英は円味を帯びた自形の高温石英であるが、外周が著しく湾入しているものもある。

石基:無色ガラス・球類>斜長石・緑色角閃石・斜方輝石・単斜輝石  
無色のガラスと球類とが大部分を占める。球類はほとんど無色で外周近くは淡褐色を呈する。中空の長角柱状の鉱物(アルカリ長石?)の放射状集合からなり、少量の角閃石?を伴う。そのほかに極少量の斜長石・角閃石・輝石などが散在する。

石英紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石安山岩 XVI d (Z-41') (黒白の縞状構造のある岩石中の黒色バンド)

産地:大船山南西佐渡窪東側

斑晶:斜長石・緑色普通角閃石・黒雲母・普通輝石・紫蘇輝石・磁鉄鈦・石英

石基:斜長石・斜方輝石・単斜輝石・鉄鈦・ガラス

構成鉱物は白色部とまったく同じであるが、黒色部の方が斑晶輝石の量が多く、石基は毛氈状~ハイアロピリティック組織であって、ガラスの量は著しく少ない。両者の石基が縞状に入り組んでいることはあるが均一に混合していることはなく、明らかな境界が認められる。両部分が接している付近では、白色部は著しく多孔質である。(第VI図版の1)

以上のように、白色部と黒色部とは構成する鉱物種は同じであるが、その量比が異

第6表

		米 窪 熔 岩		大船山南熔岩	
		L	M	U	
岩石種		黒雲母角閃石含有普通輝石紫蘇輝石安山岩 Vd	石英黒雲母角閃石普通輝石紫蘇輝石安山岩 XVI e(d?)	黒雲母紫蘇輝石普通輝石角閃石石英・安山岩 XVI d	
肉眼的性質	色	灰黒色	灰黒色	灰 色	
	組 織	黒色石基中に2~3mmの灰色の汚濁した斜長石を含む	黒色石基中に2~5mmの灰色・白色の斜長石と光沢のない角閃石を含む	灰黒色石基中に多量の2~5mmの白色斜長石と光沢のある角閃石・黒雲母を含む	
鏡 下 の 晶 性 質	斑 晶	斜長石	石基を一面に細かく包有するものと澄明な微斑晶とある	澄明な斑晶の方が多い	包有物のあるものは少い
		角閃石	オパサイト化した仮像のみ	帯黄褐淡緑色	酸化角閃石と緑褐色角閃石
	黒雲母	融蝕形	自形}融蝕形	自形}融蝕形	
石 基		細粒, ピロタキシティック	細粒, ピロタキシティック	珪長質, 中粒, 無色ガラス中に長柱~針状の斜長石・輝石	
モ ル ド 石	斑 晶	斜長石	21.5 { 12.2 9.3	22.3 { 8.7 13.6	39.2 { 22.9 { 3.8 2.8 2.6 3.8 1.2 2.1
		汚濁			
		石 英			
		紫蘇輝石			
		普通輝石			
		角 閃 石			
		黒 雲 母			
磁 鉄 鈦					
石 基	67.4	63.2	60.8		

なり、石基の成分は明らかに白色部の方がより珪長質であって、この熔岩の噴出前には異なる成分のマグマが混合していたものと考えられる。

米窪火口東壁上部には、第17図に示すように下からL・M・U3枚の熔岩が露出する。これらはやゝ不規則な節理が縦に走る厚さ2・3mの熔岩で、それぞれの下底部の厚さ20~30cmのみ塊状~岩滓状を呈しているが、塊状部を欠いて下位の熔

岩とほとんど密着している部分もある。各熔岩の特徴を第6表に示す。L・Uはそれぞれ明瞭に米窪熔岩・大船山南熔岩の一員であるが、Mは表にみられるように、米窪熔岩に大船山南熔岩の斑晶が加わったような性質を示していて、前者から後者への遷移相と考えられる。

### 平 治 岳

玄武岩（～玄武岩質安山岩）からなる小成層火山である。均整のとれた円錐形の山体であり、頂上に西側に開いた火口を有する。熔岩は山頂・湯沢の河床などに露出し、湯沢では熔岩流表面の岩滓状部も保存されている。抛出物の堆積層は確認していないが、牛糞状火山弾は付近にみられる。山頂から北に延びる尾根では、海拔1,400 m 付近まで角閃石安山岩（湯沢熔岩）が露出しているため、平治岳噴出物の厚さはさほど大きいものではない。

熔岩は黒色～黒灰色、緻密で、多量の斜長石と橄欖石、中～少量の輝石の小斑晶を含む。斜長石と橄欖石との径7 mm 位の集斑晶が散在している熔岩もある。

#### 紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩 Va→d (Z—518)

産地：平治岳北西 1.5 km の鳴子川河岸

化学成分：SiO<sub>2</sub>：51.68%（第7表19）

斑晶：斜長石・橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石・鉄鉍

斜長石は0.3～1 mm 位の柱状～卓状のものが多量にある。清澄で周縁を除いて累帯構造がほとんどないものと、塵状物・ガラスなどを包有し、不均質なものがある。橄欖石は0.5 mm 以下で鉄苦土鉍物中では最も量が多い。輝石の小粒に周縁をとりまかれる。

石基：斜長石・単斜輝石・斜方輝石・橄欖石・鉄鉍・アルカリ長石・褐色ガラス

中粒、間粒状組織である。橄欖石は少量で輝石反応縁にとりかこまれる。結晶粒間はアルカリ長石と褐色ガラス（微細な塵状物質の集合）とが填めている。（第VI図版の2）

### 鳴子川軽石層

図幅地域の北西隅、湯沢熔岩と千町無田との間に分布する。千町無田南側の低地から、10～20 m 高い丘陵として地形的に認められる。白色の黒雲母角閃石安山岩の軽

石と同質の砂とからなり、ほとんど無層理か、またはごく弱い層理のある、ほとんど未固結の堆積物である。材質は約2 km 西方の宮原図幅地内に分布する飯田軽石流とよく似ている。また飯田軽石流とよく似た堆積物が東方阿蘇野盆地内の十合野・上伊小野などに存在し、芹川火山砕屑流を覆っている。どちらの場合でも、軽石流堆積物とすると噴出口と流路とが不明である。図幅地域西部には、飯田軽石流と同時期の噴出と考えられる降下軽石堆積物が広く分布している。鳴子川軽石層は急傾斜の斜面に一旦堆積した不安定な大量の降下軽石が、その直後に雨などが原因で洗い出されて緩傾斜の地点で再堆積したものかも知れない。

### II. 4. 2 阿 蘇 火 山

阿蘇火山はその中心部が南西隣の阿蘇山図幅地内にあり、本図幅地内にはその外輪山から噴出した芹川火山砕屑流と火山灰・軽石などの降下火山砕屑物とが分布する。中央火口丘から噴出した降下火山砕屑物は確認していない。

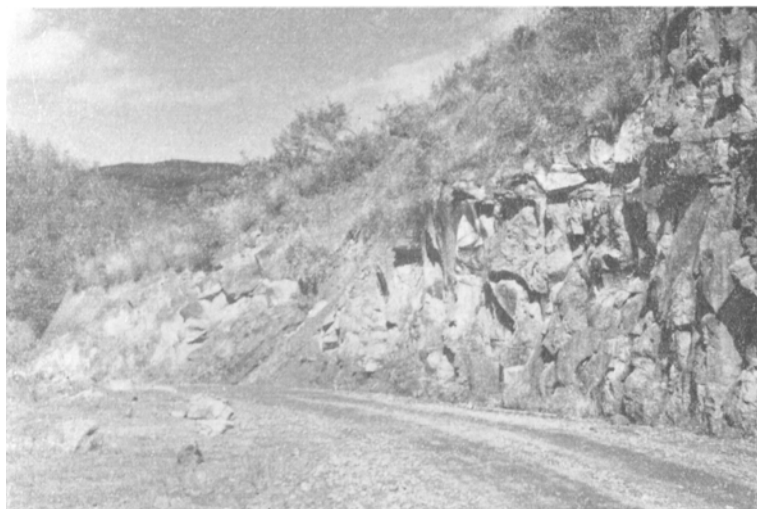
すでに記述したように今市火山砕屑流は、これまで阿蘇火山噴出物とされていたものであるが、本書では独立して扱ってある。同火山砕屑流と芹川火山砕屑流との間にある降下軽石堆積物はこの節に記載する。

#### 芹川火山砕屑流

阿蘇火山外輪山起源の火山砕屑流である。この図幅地内では阿蘇・九重両火山の降下火山砕屑物と河成・崖錐などの現世の堆積物を除いては最上位の岩層であって、以下の各時代の岩層を各所で覆っている（図版20）。久住付近から北東の芹川沿いと南東部の低地とに広く分布し、そのほか各所の河谷に沿い狭い分布がある。高度は久住付近で約600 m でもっとも高く、図幅地域中央の湯原付近では約500 m であって、この間は水平に近い緩い傾斜である。北東部の芹川および七瀬川の峡谷部ではやゝ傾斜をまして、図幅地域北東部では高さ200 m 以下となる。南部低地のものは西部では約300 m、東部では200～240 m で平坦に近い。堆積物は流出以前の起伏のある地形を埋め、その上面は水平に近い平坦面を形成する。しかし堆積物の周縁ではやゝその高度が高くなることもある。また後述するように基盤の低所のみを埋めるだけでなく、高所にも分布して、基盤の起伏をある程度保存する場合もある。



図版 20 久住軽石流（左下の白い部分）を覆う芹川火山砕屑流の熔結凝灰岩基底面に平行な黒曜石レンズ（白く反射している）に注意，図幅地域南西隅，久住町白丹の県道傍



図版 21 今市火山砕屑流（右側）と芹川火山砕屑流（左側）との不整合直入町塩手西方の県道傍

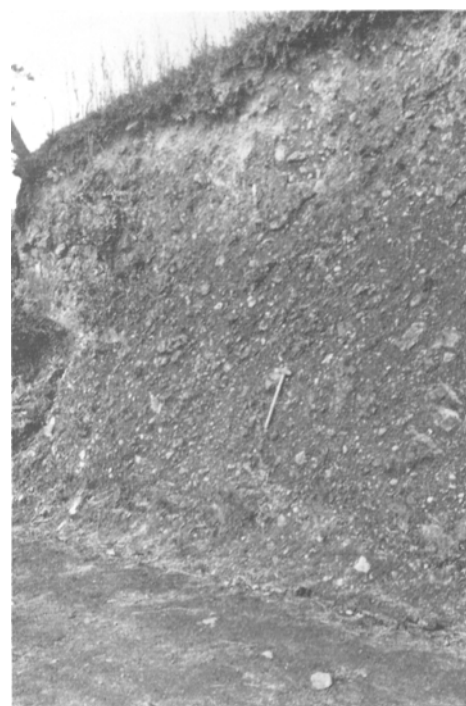


図版 22 今市火山砕屑流（右半下側の崖）にのる芹川火山砕屑流右半上部の台地面上を覆い，また今市火山砕屑流を開析した谷に流れ込んでいる（左端），竹田市鉢山の北

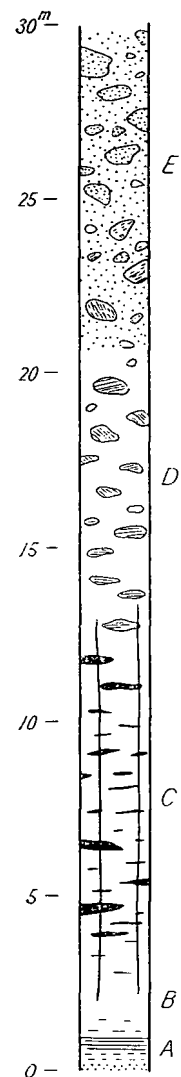
今市火山砕屑流との関係は大きくみると，南西部ではその上にもり，北東部ではそれよりも低い位置に分布する。久住付近・大野川低地などでは一般に今市火山砕屑流の上を広く覆って，局部的にその下から今市火山砕屑流をのぞかせている。図幅地域中央部から北東では，主として今市火山砕屑流を開析した河谷に沿って，低位の段丘状に分布し，湯原付近の芹川南東岸ではこの関係が約 10 km 連続する。しかし台地面上に分布するものもあって，通常は河谷に分布するものと台地面上にあるものとは，中間の今市火山砕屑流の崖で隔てられており，幾つかの箇所において瀑布状に上下のものが連続しているのが観察される（図版 21・22）。阿蘇野川・芹川下流・七瀬川下流などの峡谷では，今市火山砕屑流よりも 40～200 m 低い段丘状に存在する。

岩相は黒曜石レンズを含み硬く熔結した熔結凝灰岩から，よく発泡した軽石からなる軽石凝灰岩礫岩まで，中間的な岩相を経て漸移する。今市火山砕屑流との肉眼的性質の比較は 59 頁第 3 表にある。垂直方向の模式的岩相変化を以下に記載する（第 18 図）

- A 灰褐～灰白色底面に平行な剝理をもち，弱く固結した，脆いガラス粉末～碎片の集合。上方へ B に移過する。
- B 灰白色～黒色，均質緻密なガラス質熔岩様の見掛けをもつが軽い。柱状・方状またはやゝ不規則に弯曲した節理がある。
- C 灰白色～灰色，緻密で硬く熔結し，垂直断面の厚さ 2～10 cm，長さ 5～60 cm の黒曜石レンズを顕著に含む。柱状節理が発達する。風化面は平滑であるか，または基質から黒曜石レンズ状部が凹む。



図版 23 芹川火山碎屑流上部(第 21 図E)の軽石凝灰角礫岩、淘汰不良の軽石塊と同質の碎片の基質とからなり、まったく無層理である、直入町塩手南西の台地上



第 18 図  
芹川火山碎屑流の模式柱状図

- D 灰黒色～灰褐色，C よりもやゝ軟弱になり，黒曜石レンズは上方にやゝ発泡して気泡の引き伸ばされた繊維状構造をもった扁平な軽石塊に移過する。風化面では基質から軽石塊が突出することが多い。
- E よく発泡した大小不規則（時には径の最大 70 cm 以上のものを含み，一般には最大 20cm 程度）の楕円体状の軽石塊と，その碎片からなる基質とからできている。新鮮な場合は黒褐色を呈するが，一般には帯紫灰褐色か灰白色のことが多い。気泡には径 1 mm 以下の，銅赤色の黒雲母の板状結晶が着生していることがある。
- 全層厚が厚いときは A～E の全層相がみられ，そのうち C が主体をなすが，厚さ，地形的条件などによって，A・D・E，B のみ，E のみなどのいろいろの場合がある。厚さ数 m の間で A・B・D・E の各岩相の変化がみられることも珍しくない。地形的には河谷などの低地に C を主とする部分が多く，今市火山碎屑流上の台地上に分布するものは E のみであることが多い。たとえば直入町塩手・須郷などの台地上には E のみが存在し，その付近の芹川本流・支流の河谷に存在するものは硬く熔結したものであって，発泡した部分 E はみられない。おそらく河谷を埋めた部分は堆積物が厚いために，その下部が強く熔結し，その後新しい河はふたたび旧河道を流れて，上部の発泡した部分を侵蝕しつくしたのであろう。

#### 角閃石普通輝石含有紫蘇輝石安山岩（熔結凝灰岩）(Z-764)

産地：直入町須郷

これは岩体中の強く熔結した部分を代表する標本である（第 18 図C）。

化学成分：(総体)  $\text{SiO}_2$  : 65.56% (第 7 表 9)

(黒曜石レンズ)  $\text{SiO}_2$  : 68.89% (第 7 表 10)

斑晶：斜長石・紫蘇輝石・普通輝石・緑色普通角閃石・磁鉄鉱

斜長石は自形で比較的清澈均質なものが多く，そのほかに破片状または外縁が虫食い状に融蝕されたものがある。紫蘇輝石は鉄苦土鉱物中もっとも多量にあり，柱状自形で清澈である。緑色普通角閃石は澄明でオパサイト縁をまったく持たない。

基質：褐色ガラス

黒曜石のレンズ状部は淡褐色均質のガラスからなり，基質の肉眼で灰色を呈する部分は，鏡下では褐色ガラス質で，レンズ状に淡褐色の潜晶質の部分を含んでいるが，扁平化したピトロクラスティック組織をおおむね残している。黒曜石レンズの部分には，その他の基質の部分に較べて斑晶の量が少な

く、斜長石と少量の紫蘇輝石を含む。

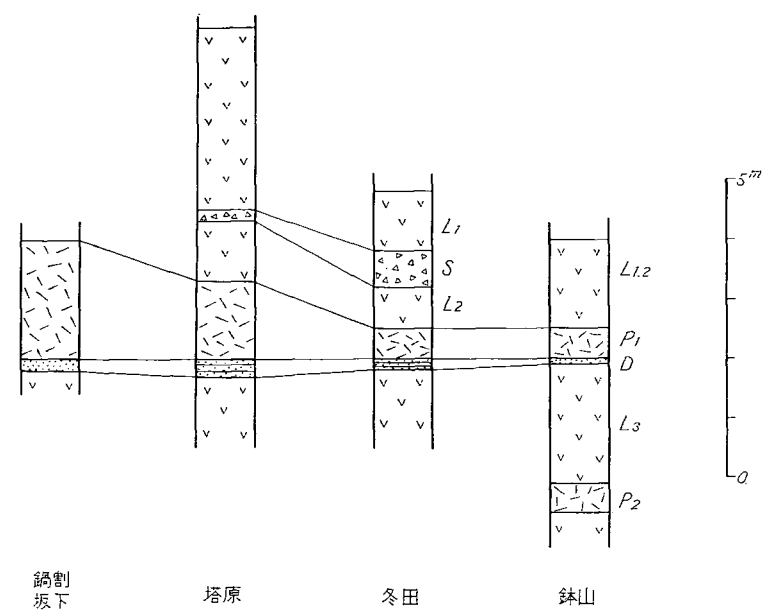
### 芹川火山砕屑流の下位にある軽石層

図幅地域南部では、芹川火山砕屑流の直下に厚い白色降下軽石層が発達し、その下に黄褐色のやゝ膠結した細粒火山灰層がある。竹田市高伏の南方（南隣竹田図幅地域北縁）での厚さは軽石層 2.2 m・火山灰層 1.5 m 以上、高伏東の県道（図幅地域南縁）では軽石層（中間に 0.3 m の火山灰層を挟んで）2.8 m 以上、図幅地域東縁の大野町田中では軽石層 1.5 m・火山灰層 0.7 m 以上である。また地域南東隅近くの朝地町戸塚付近では、芹川火山砕屑流の直下に 2 m の軽石・火山灰層があり、その下位に円礫層がある。大野川低地では芹川火山砕屑流の下位にしばしば軽石層が露出し、同砕屑流の基底面がほぼ現在の地表面近くにあることを示し、また朝地東方・戸塚南方などの数カ所では今市火山砕屑流の小露出がある。（戸塚南方などで軽石層または礫層の下位に露出する黒褐色の岩滓流は今市火山砕屑流よりも新しく、芹川火山砕屑流よりは古い、阿蘇火山起源の他の火山砕屑流堆積物かも知れない。）

## II. 4. 3 火山灰層

図幅地域内の平坦地、とくに南西部には、地表を厚く覆って軽石・岩滓層を挟む火山灰層が発達する。地質図にはこれらが厚く、それ以下の地層の露われていない久住町北東部付近のみを火山灰層として塗色してある。これらの大部分は九重火山と阿蘇火山との噴出物であると思われるが、この調査ではなお不明の点が多い。前述したように今市火山砕屑流と芹川火山砕屑流の間にはかなりの厚さの降下火山砕屑物があり、この節の L<sub>3</sub> 以下のものの一部と対比されるのかも知れない。模式的な柱状図を第 19 図に示す。

- L<sub>1-2</sub> 最上層の黄褐色のローム質火山灰層で、図幅地域中央部では中間に岩滓質軽石層 S を挟むので、その上下を L<sub>1</sub>・L<sub>2</sub> とする。久住北方の久住高原では厚さ約 2 m あり、表層が黒土化しているほか、通常中間に 1 層または 2 層以上の黒土化した部分を挟んでいる。九重火山と阿蘇火山の双方から噴出されたものと思われるが確実ではない。
- S 橙色～赤褐色の岩滓質軽石の角礫からなる。図幅地域中央部・阿蘇野盆地南部



第 19 図 火山灰層の柱状図

に分布する。普通輝石・紫蘇輝石安山岩質であり、岩質と分布状態から九重火山の大船山米窪火口（または平治岳）から噴出したものと考えられる。

- P<sub>1</sub> 石英安山岩の降下軽石堆積層である。軽石は円味を帯び白色または風化して黄色を呈し、角閃石の斑晶が目立つ。図幅地内に広く分布し、南東隅に近い桑原においても 100 cm の厚さがある。岩質は石英黒雲母普通輝石含有紫蘇輝石緑色角閃石石英安山岩である。厚さ・粒径の変化から九重火山起源であることは確実であるが、噴出口は不明である。芹川火山砕屑流を覆うこととその岩質が類似していることから、中央ドーム群形成後に北方に流出し、西隣宮原・北西隣森の両図幅地内に分布する飯田軽石流を流出させた活動に伴って抛出された降下軽石である可能性が多い。
- D P<sub>1</sub> の直下に伴ない、サラサラした灰色の砂状を呈し、黄白色の軽石砂と互層することもある。鍋割峠下では粒径 1～5 cm（多くは 3 cm）の灰色の角閃石安山岩の火山礫層に移過する。鏡下では、構成物質は灰色の安山岩岩片と斜長石が多く、少量の有色鉱物結晶片は褐緑色角閃石≫紫蘇輝石≫普通輝石・黒雲母である。緻密な岩片が多く、分離した斑状鉱物も石基に被覆されているため、全体に灰色を呈し、ガラスが少いため粘土化し難く砂状の感じを与えているも

- のと思われる。岩質・分布・粒径からみて九重火山から噴出したものである。
- $P_1$ の直下にあることと、構成物質とから、 $P_1$ の噴出に先立つ爆発活動によって、主として旧山体の物質が破壊・抛出された類質火山砂礫層と考えられる。
- $L_3$  黄褐色のロームであり、有色鉱物は紫蘇輝石 ≧ 褐綠色角閃石・普通輝石からなる。給源火山は不明である。
- $P_2$  白色の粘土化した軽石層で、軽石は扁平化している。橄欖石・普通輝石・紫蘇輝石安山岩質であり、阿蘇火山起源と思われる。

#### II. 4. 4 火山扇状地礫層・崖錐

火山扇状地礫層・崖錐は、九重火山南面と花牟礼火山の裾野とにやゝ広く発達し、そのほか各所の急斜面の下部に小規模に分布する。

九重火山南面の裾野、すななわち久住高原に発達するものは、中央ドーム群の急斜面から崩壊によって生じた大量の岩塊が、久住軽石流の緩斜面を刻む浅い放射谷を埋めて堆積したものであり、やゝ開析された久住軽石流の面よりも、より平坦な新しい斜面を形成している。展望台付近では、北西の谷から供給された岩塊が、展望台から南東に延びる久住軽石流の稜線の両側に、振り分けられたような形を呈しているのが明瞭に認められる（図版24）。また展望台南方の登山道においては、東西両側にある久住軽石流の稜線に対して、一段低い面としてこの扇状地面が接しているのがみられる。

構成物質は角閃石安山岩の大小さまざまな円～亜角礫と砂とであり、一般に多少成層し、淘汰はやゝよいことも、悪いこともある。

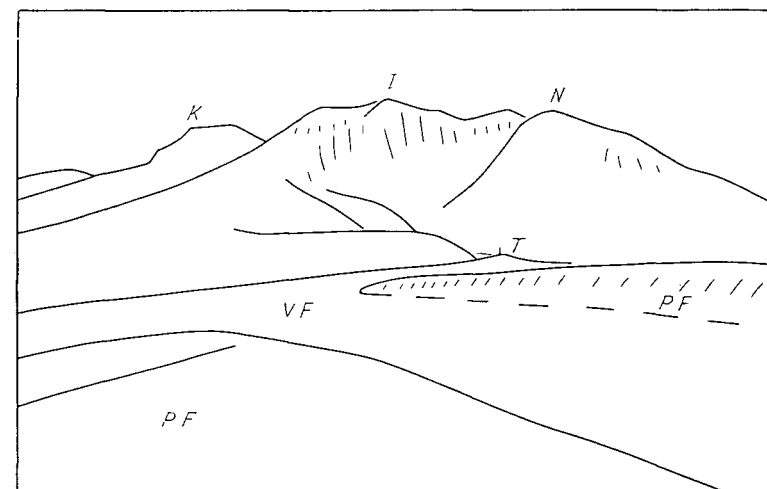
久住町今村の東から図幅地域南縁に至る間の久住川に沿い、現河床よりも約40m高い段丘状に同様な見掛けの礫層が存在し、図上では上述の礫層と同一に塗色してある。上述の扇状地礫層の延長の旧河床礫層と思われるが、泥石流として峡谷を流下したものかも知れない。

久住町久住の南縁およびその南東の図幅地域南縁に近い県道南側などにみられる礫層も旧河床礫層と考えられる。局所的な発達しか示していないので、この項に含め、同一に図示してある。

花牟礼火山の東側の裾野には、高さ720～760m付近まで扇状地礫層が分布する。花牟礼火山を構成する安山岩の亜円礫～角礫と同質の砂とからなる。722.4m三角点



図版24 久住高原と久住山円頂丘



K:久住山 I:稲屋山 N:鳴子山 T:展望台  
PF:久住軽石流 VF:火山扇状地礫層

峯の南には、高さ 640 m 付近に扇頂を持つ新期の扇状地堆積層があり、これは図示の便宜上沖積層と一括した。

中峠付近・本峠東などには本峠熱雲・中峠軽石流を覆って輝石安山岩・流紋岩などの礫を含む礫層が存在する。礫は亜円礫～亜角礫で、時山安山岩および庄司安山岩と思われる安山岩が多く、流紋岩は上峠流紋岩に似ている。基質は軽石砂質である。これらの安山岩礫は、阿蘇野盆地の南を限る断層によって現在は消失しているが、おそらく阿蘇野盆地内にあった輝石安山岩からなる火山の、流紋岩類に覆われていない部分から侵蝕によって削り出されたものと思われる。古屋敷北西の 679m 三角点付近にもこれとよく似た礫層が存在する。

以上のほか、各所の急斜面の基部に崖錐堆積物がある。それらのうちには、産状から上記の火山扇状地礫層と明確に区別のつけられないものもある。

### Ⅲ. 応用地質

#### Ⅲ. 1 金属鉱床

荷尾杵花崗岩の圧砕部には水銀鉱床が、綿田花崗岩と朝地変成岩類との接触部付近には、モリブデンおよび砒素その他の鉱床がある。いずれも小規模のもので現在稼行されているものはない。

##### 水 銀

野津原町尾迫の南西と同町石合の南西とに旧坑がある。前者は三宝鉱山として文献 7) に記載されているものであり、文献 12) に今市水銀鉱山として記載されているものは、後者のみを指すものか、両者全体を指すものか不明である。どちらも 1930～40 年代に探鉱・採掘されたものであるが、産額はごく少量であったらしい。

鉱床は圧砕岩中の含辰砂石英脈～鉱染鉱床である。石合の旧坑は現在水没しているが、坑口のズリには、母岩の圧砕岩に少量の辰砂の附着が認められる。

##### モリブデン

鎧岳南東の綿田花崗岩の、南東側の接触部付近で試掘されたことがあり、輝水鉛鉱を産したといわれる。現在は道路工事によって坑口も埋没されているが、付近の綿田花崗岩には緑泥石化が認められる。

##### 砒素その他

朝地町篠原北西の綿田花崗岩の周縁近くにある。篠原鉱山として 1940 年頃稼行されたといわれる。坑道は埋没しているが、ズリの観察によると母岩は優黒色の花崗閃緑岩であり、鉱染状に硫砒鉄鉱と少量の閃亜鉛鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・方鉛鉱などの着生が認められる。

### Ⅲ. 2 非金属鉱床

##### 珪藻土

阿蘇野層中には珪藻土があり、露頭のある各所で現在または過去に採掘されている。この調査の際には内山・岩下の 2 個所で稼行されていた。ともに従業員 10 名以下、月産 30～60 t 程度の規模である。原鉱石は約 60 % の水を含み、これを 10 % 以下になるまで天日乾燥して搬出している。加工されて濾過材・保温材・断熱材などに使用されている。

##### 白 土

白岩山流紋岩の一部は変質して白色粘土化している。調査当時朝地町地勝において、アート紙の配合材として利用するために採掘に着手されていた。

### Ⅲ. 3 石 材

石材として常時大量に採掘されているものはないが、以下に挙げるものがある。

熔結凝灰岩は加工し易いため、切石として随時小規模に各所で採掘され、土木その他に利用されている。

第7表 火山岩の化学成分 (Chemical composition of volcanic rocks)

分析者 技術部：高橋 清 (Analyst: K. Takahashi)

	大野火山岩類				庄内火山岩類			今市火山碎屑流	芹川火山碎屑流		九重火山								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
鉱物組合せ	XIII	Vd	XV	IVd	Vd	XVI	XVIII	V	VI	VI	XVI	VI	VI	VI	Vd	XVI	XVI	Vd	Va→d
色指数*	5.0	20.7	6.0	26.9	30.1	9.0	5.3	10.5	11.2	8.7	14.4	17.4	19.8	19.9	28.6	27.2	18.2	25.2	34.0
SiO <sub>2</sub>	71.13	59.20	70.46	52.09	53.37	65.20	67.70	63.70	65.56	68.89	60.96	60.11	58.66	58.47	52.43	58.44	63.14	56.65	51.68
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.92	0.24	0.70	1.14	0.63	0.48	0.82	0.65	0.51	0.74	1.02	1.21	0.98	1.76	0.83	0.61	0.88	0.72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.36	16.69	14.52	18.09	16.61	16.68	15.90	16.43	15.77	14.71	16.61	16.71	17.00	17.13	18.15	14.98	14.92	16.50	17.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.88	2.49	1.31	4.92	3.66	2.16	0.92	2.75	1.29	0.60	2.99	3.33	2.83	3.08	3.47	4.32	2.99	3.31	3.80
FeO	0.61	4.50	1.38	5.45	5.97	1.05	0.67	2.06	2.08	1.82	2.10	2.77	3.52	3.07	6.57	3.80	3.11	5.80	7.01
MnO	0.05	0.14	0.06	0.19	0.21	0.08	0.05	0.10	0.10	0.07	0.12	0.12	0.16	0.17	0.21	0.15	0.13	0.17	0.19
MgO	0.68	3.02	0.87	4.32	4.00	1.50	1.14	1.66	1.51	0.97	2.34	3.29	3.26	3.17	3.84	3.51	2.29	2.87	4.47
CaO	1.25	6.00	1.35	7.99	8.40	3.95	2.63	3.01	2.97	1.58	5.38	5.88	6.24	6.66	8.45	7.83	5.90	7.58	9.30
Na <sub>2</sub> O	3.86	3.07	3.60	2.63	3.26	4.40	4.60	4.07	5.11	5.34	3.89	3.19	3.60	3.86	2.91	3.56	3.50	3.18	3.05
K <sub>2</sub> O	4.37	3.05	4.94	1.38	1.37	3.17	3.35	3.64	3.85	4.70	2.44	2.02	2.07	1.93	1.44	2.11	2.29	1.64	1.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.18	0.13	0.12	0.18	0.10	0.12	0.19	0.09	0.12	0.21	0.13	0.19	0.15	0.14	0.20	0.18	0.19	0.07
H <sub>2</sub> O(+)	0.87	0.43	0.92	2.02	1.37	0.98	1.58	0.77	0.45	0.48	0.66	0.82	0.95	1.02	0.41	0.22	0.44	0.51	0.89
H <sub>2</sub> O(-)	0.44	0.51	0.28	0.39	0.29	0.45	0.57	0.58	0.56	0.42	0.98	0.60	0.32	0.59	0.55	0.32	0.41	0.29	0.18
Total	100.01	100.20	100.06	100.29	99.83	100.35	99.71	99.78	99.99	100.21	99.42	99.99	100.01	100.28	100.33	100.27	99.91	99.57	99.89

\*すべて斑状岩であるが、総体の化学成分から算出したもの。石基の色指数ではない。

大野火山岩類 (Ono volcanic rocks)

1. Biotite rhyolite (Z-755), 白岩山流紋岩, 熔結凝灰岩?, 朝地町小川野
2. Augite hypersthene andesite (Z-340 D), 代三五山安山岩, 熔岩, 朝地町綿田の南西 0.6 km
3. Biotite-bearing pyroxene-olivine rhyolite (Z-749), 三宅山流紋岩 (黒色相), 熔結凝灰岩, 野津原町轆轤木
4. Augite-olivine andesite (Z-342), 橄欖石安山岩, 岩脈, 朝地町三宅山三角点東 1 km の林道傍

庄内火山岩類 (Shōnai volcanic rocks)

5. Olivine-bearing hypersthene-augite andesite (Z-197), 峙山安山岩, 熔岩, 庄内町中峠北方海拔 750m 付近
6. Green hornblende-biotite rhyolite (Z-197), 中峠軽石流, 熔結凝灰岩, 久住町有氏北東 0.5 km
7. Green hornblende-biotite rhyolite (Z-119), 上峠流紋岩, 熔岩, 庄内町上峠北海拔 900m

今市火山碎屑流 (Imaichi pyroclastic flow)

8. Augite-hypersthene andesite (Z-361 C), 熔結凝灰岩, 朝地町男岳山南 0.5 km の県道傍

芹川火山碎屑流 (Serikawa pyroclastic flow)

9. Green hornblende-bearing augite-hypersthene andesite (Z-764), 熔結凝灰岩, 直入町須郷芹川河岸
10. Green hornblende-bearing augite-hypersthene andesite (Z-764 B), 熔結凝灰岩 (Z-764) 中の黒曜石レンズ, 産地は No.9 と同じ

九重火山 (Kujū volcano)

11. Augite-quartz-bearing hypersthene-biotite-green hornblende dacite (Z-235), 久住軽石流中の軽石, 久住町萩の追 (宮原図幅地域)
12. Hypersthene-augite-greenish brown hornblende andesite (Z-11), 三俣山頂丘熔岩, 久住町三俣山外輪山南西頂上 (宮原図幅地域)
13. Quartz-olivine-biotite-bearing augite-hypersthene-greenish brown hornblende andesite

(Z-61), 久住山頂丘熔岩, 久住山北東, 北千里浜東端

14. Quartz-biotite-bearing opacitized hornblende-hypersthene augite andesite (Z-56), 黒岳山頂丘熔岩, 久住町黒岳天狗 (1,566m 峰) 頂上
15. Augite-hypersthene andesite (Z-793), 大船山塔原熔岩, 久住町塔原
16. Quartz-biotite-bearing oxyhornblende-hypersthene-augite andesite (Z-211), 大船山岳麓寺熔岩, 久住町板切西南西 0.7 km
17. Augite-hypersthene-bearing biotite-green hornblende dacite (Z-41), 大船山南熔岩中の白色の岩石, 久住町佐渡窪東側
18. Olivine-bearing hypersthene-augite andesite (Z-49), 大船山米窪熔岩, 久住町大船山米窪火口北側
19. Hypersthene-augite-olivine basalt (Z-518), 平治岳熔岩, 久住町平治岳北西 1.5 km の鴨子川河岸



**芹川火山砕屑流** もっとも広く、多量に使用されている。岩体中の比較的熔結の程度が弱く、加工の容易な部分（主に第18図Dの下部）が各所で採石されている。

**今市火山砕屑流** 一般に節理が多くて加工し難いが、加工し易い条件を具えた部分があり、竹田市小高野南方などで利用されていた。

**中峠軽石流** 熔結部が直入町藤目などで採石されたことがある。

**上中尾熔結凝灰岩** 熔結部が野津原町籠の台北方で採石されたことがある。

以上のほか砕石として使用されたものがある。

**庄司安山岩** 直入町庄司東方において、芹川ダム建設の際の骨材としてやゝ多量に採石された。

### III. 4 温 泉

九重火山の周辺に以下の3温泉がある。このうち法華院温泉は九重火山の中心部にあり、活動中の硫気孔（宮原図幅地内）からも近い距離にある硫黄泉であり、長湯・七里田温泉は山麓部にあつて比較的低温の炭酸泉である。

**法華院温泉** 三俣山と久住山頂丘の東麓にあたる海拔1,300 mの高所にある。源泉は6個あり、硫化水素泉・単純泉などで、泉温は42~52℃である。旅館1軒があつて、登山の根拠地としてよく利用されている。

**長湯温泉** 芹川の河床近くに14個の泉源がある。すべて含炭酸土類泉で、泉温は33~41℃（平均37℃）、湧出量は1,400 l/分である。CO<sub>2</sub>の含有量が多く、湯桶中で遊離CO<sub>2</sub> 1.5 g/kgを有する。旅館数軒がある。

**七里田温泉** 2個の泉源があり、含芒硝重炭酸土類泉で、泉温は38℃である。かなり多量の遊離CO<sub>2</sub>を含む。旅館2軒がある。

### 文 献

- 1) 山上万次郎：20万分の1地質図幅「大分」、同説明書、地質調査所、1896
- 2) 大森房吉：日本噴火誌上編、震災予防調査会報告、No. 86, 1918
- 3) 納富重雄：九重及花牟礼火山地質調査報文、震災予防調査会報告、No. 91, 1920
- 4) 伊原敬之助：大分県下工業原料用鉱物調査報文、工業原料用鉱物調査報告、No. 22, 地質調査所、1925
- 5) 松本唯一：似而非阿蘇熔岩類（その一、その二）、火山、Vol. 1, No. 3 および No. 4, 1933
- 6) 松本達郎：九州大野川盆地の地史学的研究（I, II）、地質学雑誌、Vol. 43, No. 517 および No. 518, 1936
- 7) 木下亀城：大分県の水銀鉱床、地学雑誌、Vol. 51, No. 604, 1939
- 8) 木下亀城：大分県の水銀鉱床、鉱業、Vol. 16, No. 184, 1939
- 9) 松本達郎：中部九州（所謂長崎三角地域）に関する二三の地質学的問題、地質学雑誌、Vol. 46, No. 550, 1939
- 10) 木下亀城：九州の水銀鉱床、岩石鉱物鉱床学会誌、Vol. 25, No. 1 および No. 2, 1941
- 11) Matsumoto, T. : The Four Gigantic Caldera Volcanoes of Kyūsyū, Jap. Jour. Geol. Geogr., Vol. 19, Spec. No., 1943
- 12) 堀純郎：本邦の水銀鉱床、地質調査所報告、No. 154, 1948
- 13) 大分県：20万分の1大分県地質図、1951
- 14) 大分県企画調整課：大分県の地質と地下資源、1951
- 15) 九州大学理学部地質学教室：地質巡検旅行案内書「阿蘇火山」、1952
- 16) 笠間太郎：速見火山区の地質、地質学雑誌、Vol. 59, No. 692, 1953
- 17) 首藤次男：豊州累層群の地史学的研究（I, II）、地質学雑誌、Vol. 59, No. 693 および No. 695, 1953

- 18) 松本 徂夫：九重山群大船山の火山地質（演旨），地質学雑誌，Vol. 59, No. 694, 1953
- 19) 地質調査所：日本鉱産誌 BIV「物理的特性を利用する鉱物」1953
- 20) 加藤数功・立石敏夫編：九重風物志，筑紫山岳会，1953
- 21) 小泉昇他 18 名：長湯研究，温研紀要，九州大学温泉治療学研究所，特別号 I，1953
- 22) 大分県：大分県久住・祖母・傾地区地質図（10万分の1），1955
- 23) 山下幸三郎：大分県九重町（南山田地区）及び久住都町温泉調査報告，大分県温泉調査研究会報告，No. 7, 1956
- 24) 山下 昇：中生代（上），地学団体研究会，1957
- 25) 笠間太郎・藤田和夫：日本の新生代の堆積区とその変遷（1）——瀬戸内区の特性と変遷，新生代の研究，Nos. 24~25, 1957
- 26) 大分県衛生研究所：大分県温泉調査報告（第二報），大分県温泉調査研究会報告 No. 8, 1957
- 27) 地質調査所：20万分の1地質図「大分」，1958
- 28) 首藤次男：九州の中・後期新生界の堆積—構造的特性，新生代の研究，No. 28, 1958
- 29) 松本 徂夫：由布岳・鶴見岳の火山学的位置，由布山（大分県湯布院町発行），1958
- 30) 太田良平：本邦安山岩および粗面安山岩の晶洞（I），岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 43, No. 2, 1959
- 31) 松本 幡郎：所謂鎧ヶ岳熔岩の化学組成，岩石鉱物鉱床学会誌，Vol. 43, No. 3, 1959
- 32) 松本 徂夫：九重火山の生い立ち，九重山（しんつくし山岳会発行），1961

EXPLANATORY TEXT  
OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000



KUJŪ

Fukuoka, No. 86

By

KŌJI ONO

(Written in 1960)

(Abstract)

GEOLOGY

The mapped area lies in the southeastern part of a Cenozoic volcanic field, which covers a large part of central Kyūshū Island. Pre-Tertiary rocks are exposed in a narrow area. The rocks in the area can be divided into four geologic units; pre-Tertiary rocks, upper Miocene or lower Pliocene volcanic rocks, upper Pliocene or lower Pleistocene

volcanic rocks, and Quaternary volcanic rocks. A summary of the stratigraphic sequence is shown in Table 1.

Table 1

Quaternary	Recent	Volcanic ash, volcanic fan gravel, talus, and alluvium	
	Pleistocene	Kujū volcano	Serikawa pyroclastic flow
Neogene Tertiary	Pliocene	Asono formation Hanamure volcanic rocks	Yufugawa pumice flow Senchōmuta hornblende andesite Uchiyama hornblende andesite
		Shōnai volcanic rocks	Imaichi pyroclastic flow Tanaka gravel bed
		Tani formation Tatsuharu formation	
	Miocene-Pliocene	Ono volcanic rocks	
Mesozoic		Cretaceous system	
		Intrusive rocks	
Paleozoic		Asaji metamorphic rocks	

The general strike of the pre-Tertiary rocks, ENE-WSW, determines major physiographic features as well as the distribution of geologic units in the region. The southeastern mountain range consists of pre-Tertiary rocks overlain by Mio-Pliocene volcanic rocks. The northern mountainland is underlain by Plio-Pleistocene volcanic rocks, and is not yet highly dissected, although a few deep, youthful valleys cut through it. The central plateau and southeastern lowland are mainly covered by pyroclastic flow deposits of Aso volcano. Kujū volcano is situated at the western border of the mapped area, and rests on the central plateau and northern mountains. High peaks of the volcano exceed 1,700 m in elevation, and form the highest part of Kyūshū Island.

## PRE-TERTIARY ROCKS

Pre-Tertiary rocks of the area comprise the Asaji metamorphic rocks of Paleozoic age, intrusive rocks intruding these metamorphic rocks, and rocks of the Cretaceous system. They crop out only in the southeastern mountain range, although they probably form the basement extending beneath the Cenozoic volcanic rocks in this region.

### Asaji metamorphic rocks

The Asaji metamorphic rocks consist of metamorphosed argillaceous or siliceous sediments, mafic volcanic rocks, and a few lenses of crystalline limestone. Although no fossils have been found in these strata, they are considered to be metamorphosed Paleozoic rocks because of their similarity to Paleozoic rocks in nearby areas.

These metamorphic rocks are rather isolated from known Paleozoic rocks or their metamorphic equivalents in the surrounding area. Granitic rocks of the Ryōke metamorphic belt are exposed about 20 km north, beyond a wide graben filled with Cenozoic volcanic rocks. Paleozoic rocks in the Outer Zone of Southwest Japan are distributed about 12 km south, and crystalline schists of the Sambagawa metamorphic belt are 20 km to the northeast. Considering the features of the metamorphic rocks and the abundance of accompanying granitic rocks, the Asaji metamorphic rocks are probably the western extension of the Ryōke metamorphic belt.

The general strike of these rocks is ENE or NE, but at some places E or even NW strikes occur. In the mapped area the Asaji metamorphic rocks are divided into two zones; the north zone and the south zone, the former is more metamorphosed than the latter.

In the north zone, argillaceous rocks are mica schists, composed of biotite, quartz with or without muscovite, potash feldspar, and plagioclase. In the eastern district some mica schists contain either andalusite or cordierite or both. Mafic volcanic rocks of the north zone are mainly hornblende schists, composed of green hornblende, plagioclase (andesine or oligoclase) and accessory minerals. Diopside,

biotite and colorless amphibole with rather low refractive indices are found in some rocks.

In the south zone, argillaceous rocks are biotite hornfels and phyllitic or somewhat massive biotite slates. Coarse-grained biotite hornfels near the eastern bodies of the Watada granite seems to have been formed by contact metamorphism. Mafic volcanic rocks in the south zone are composed mainly of actinolite, albite with or without chlorite, quartz, epidote, biotite, sphene, iron ores, and carbonates. A common variety is massive, nearly aphyric basalt having a relic sub-ophitic texture; less common are plagioclase-porphyrific basalt and basaltic tuff. A small body of andesite occurs. Intercalated thin lenses of limestone have been recrystallized to aggregates of coarse calcite crystals.

#### **Intrusive rocks**

Intrusive rocks intruding the Asaji metamorphic rocks are divided as follows :

(1) quartz diorite and diorite, (2) gabbro and ultramafic rocks, (3) Nioki granite, (4) Watada granite, (5) Yamanaka granodiorite, (6) felsic dikes.

Quartz diorite and diorite form a highly heterogeneous mass, in which fine- to medium-grained biotite-hornblende quartz diorite and diorite are the most common rocks, although locally coarse-grained diorite and hornblende gabbro occur. Strikes of amphibolite xenoliths of the Asaji metamorphic rocks are concordant with the structure of these metamorphic rocks surrounding the plutonic mass. Gabbro and ultramafic rocks are exposed at a few localities; a mass of cordierite lying in the quartz diorite and gabbroic bodies in the Nioki granite. The gabbroic bodies are heterogeneous, ranging from hornblende to hornblende gabbro. These bodies seem to be intruded by the surrounding quartz diorite and granites.

The Nioki granite is coarse-grained biotite granite, and intrudes the Asaji metamorphic rocks along their northern margin. In all outcrops the granite shows evidences of crushing; outcrops are stained red and cataclastic textures are conspicuous in thin section. Shearing

is more conspicuous in the northwest, and near the northern border the granite has been converted to mylonite. The main constituents are quartz, oligoclase, microcline and minor amounts of biotite mostly replaced by chlorite.

The Watada granite was intruded as three small bodies into the south zone of the Asaji metamorphic rocks. It is a massive, medium- to coarse-grained hornblende-biotite granodiorite, composed of quartz, plagioclase, orthoclase, biotite, hornblende and accessory minerals.

The Yamanaka granodiorite is distributed along the north side of the Nioki granite, bordered from it by a fault. It is a body of massive, medium-grained biotite-hornblende granodiorite and quartz diorite, composed of euhedral plagioclase, green hornblende, biotite, accessory minerals, and interstitial quartz and orthoclase.

Felsic dikes, two dikes of rhyolite and one of quartz porphyry, are intruded in the south zone of the Asaji metamorphic rocks.

#### **Cretaceous system**

The Cretaceous system is exposed in very small areas near the southeast corner of the mapped area. It overlies unconformably the Asaji metamorphic rocks and is made up of dark-red conglomerate, and black mudstone, correlating with the lowest member of the upper Cretaceous Onogawa group in neighbouring areas to the east.

### **UPPER MIOCENE-LOWER PLIOCENE VOLCANIC ROCKS**

#### **Ono volcanic rocks**

After a long period of erosion, late Miocene or early Pliocene volcanism erupted the Ono volcanic rocks upon the pre-Tertiary basement. The Ono volcanic rocks comprise the Shiraiwayama rhyolite, the Daisangoyama andesite, the Miyakeyama rhyolite, intercalated non-marine sediments, and an olivine andesite dike.

The Shiraiwayama-rhyolite consists of at least four lava flows of biotite rhyolite and pyroxene rhyolite, carrying phenocrysts of quartz

and plagioclase with or without sanidine. The Daisangoyama andesite is a thick lava flow of glassy pyroxene andesite. The Miyakeyama rhyolite is a welded tuff sheet 250 m thick. The main part of the sheet is light-brownish-gray, massive, hypocrySTALLINE or crystalline rhyolite, but the thin basal part is obsidian. It contains abundant phenocrysts of quartz, oligoclase, sanidine, and a few iron-rich pyroxene and iron-rich olivine.

#### UPPER PLIOCENE-LOWER PLEISTOCENE VOLCANIC ROCKS

After the deposition of the Ono volcanic rocks, the north side of the southern mountain range was down faulted along the ENE trending tectonic lines, forming a wide graben. The site of sedimentation and volcanic activity then shifted northward into the graben and continued through upper Pliocene and lower Pleistocene time.

##### **Sedimentary rocks**

The Tatsuharu formation and the Tani formation are distributed near the northeastern corner of the mapped area. The Tatsuharu formation consists of yellowish-brown tuffaceous sandstone, mudstone, pumice tuff and pumice lapilli-tuff. Two thin glassy pyroxene andesite lava flows and a laccolithic intrusive body of pyroxene-hornblende andesite are contained in the sequence. Only the upper part of the Tani formation is exposed in the mapped area; the formation is considered to be somewhat younger than the Tatsuharu formation. The Tani formation is composed of biotite rhyolite pumice tuff-breccia, alternations of pumiceous or tuffaceous sandstone and conglomerate, and pyroxene-hornblende dacite pumice tuff and welded tuff.

##### **Shōnai volcanic rocks**

The eruption of the Shōnai volcanic rocks then followed, and wide areas were covered by piles of pyroxene andesite lava flows, hornblende-biotite rhyolite pyroclastic flows and lava flows, and by lesser amounts

of hornblende andesite lava. In general, the pyroxene andesite member (the Kakura andesite, the Shōji andesite, and the Tokiyama andesite) underlie the rhyolitic members (the Hirayūno rhyolite, the Kumamureyama rhyolite, the Nakatōge pumice flow, the Hontōge nuée ardente, and the Kamitōge rhyolite). The Kammuriyama-east hornblende andesite is situated between pyroxene andesite and rhyolite.

Most pyroxene andesites are highly porphyritic and carry phenocrysts of plagioclase, hypersthene, augite, magnetite, and in some rocks, olivine. Groundmass constituents are plagioclase, pyroxene (both orthorhombic and monoclinic or the former only), and iron ores. Silica minerals, alkali feldspar, and glass are either present or not. Biotite rhyolites are also porphyritic, carrying phenocrysts of plagioclase, quartz, biotite, and lesser amounts of green hornblende. In addition the Nakatōge pumice flow carries hypersthene and lesser amounts of augite. Groundmass textures are highly variable, and include fine-grained crystalline, cryptocrystalline, glassy, spherulitic in lavas and collapsed vitroclastic in welded tuffs.

##### **Hanamure volcanic rocks, Asono formation and other members**

After the extrusion of Shōnai volcanic rocks, a rhombic area bounded by faults trending ENE and NW, was depressed forming a volcano-tectonic basin, western part of which is now occupied by the Hanamure volcanic rocks.

The Hanamure volcanic rocks consist of members of pyroxene-hornblende andesite and pyroxene andesite. They are remnants of a low stratovolcano which is now highly dissected. These rocks are more felsic in composition than the Shōnai volcanic rocks and carry hornblende phenocrysts which are commonly opacitized.

The eastern corner of the depression is occupied by the Asono formation, which is overlain by welded tuff of Aso volcano. The Asono formation is composed of alternations of diatomaceous shale containing plant fossils, sandstone, and thin conglomerate. They were deposited in a lake which formerly filled this part of the depression.

In the northern part of the mapped area, three volcanic members, the Yufugawa pumice flow, the Uchiyama hornblende andesite, and

the Senchōmuta hornblende andesite, were emplaced at nearly the same time as were the Hanamure volcanic rocks. The Yufugawa pumice flow unconformably overlies the Kakura pyroxene andesite and is mainly distributed in the adjacent area to the north. It is a pumice flow deposit of biotite rhyolite and its lower part is moderately welded. The Uchiyama hornblende andesite is probably the remnant of a small lava dome. The Senchōmuta hornblende andesite consists of lava flows of hornblende andesite.

## QUATERNARY VOLCANIC ROCKS

### **Kujū volcano**

Kujū volcano is a multiple volcano which is situated near the western border of the mapped area. Its eastern half lies within the area. Steep-sided lava domes and a stratovolcano are clustered at the center of the volcano, from which a gently sloping skirt extends mainly to the south. The main part of the skirt consists of the Kujū pumice flow, which was extruded from the volcano probably before the formation of the central dome group.

Most rocks of the volcano are hornblende andesite (~dacite), but lesser amount of pyroxene andesite (~basalt) were extruded from vents located in the eastern part of the volcano. Hornblende andesites (~dacites), which generally form lava domes or thick lava flows, are grayish in color, carry large phenocrysts of plagioclase and hornblende frequently with biotite and quartz, and are rather felsic in chemical composition ( $\text{SiO}_2=58.44-63.14$ ). Pyroxene andesites (~basalts), forming cones of thin lava flows and pyroclastic beds, are darker in color, porphyritic with abundant small phenocrysts of plagioclase, and chemically are rather mafic ( $\text{SiO}_2=51.68-56.65$ ).

The Kujū pumice flow is a weakly indurated deposit composed of unsorted pumice blocks and their fragments. The rock is highly porphyritic pyroxene-biotite-green-hornblende-quartz dacite ( $\text{SiO}_2=60.96$ ).

The Yuzawa lava, forming a tableland 150 m thick, the Mimata-

yama dome, the Kujūsan composite dome, and the Kurodake dome all consist of pyroxene-hornblende andesite which are similar in appearance, microscopic character, and chemical composition ( $\text{SiO}_2=58.47-60.11$ ). The Kujūsan composite dome consists of several lava domes aligned in an E-W direction. Powerful solfataras are still active on the northern flank about 700 m west of the western border of the mapped area. Several explosion craters lie on and near the top of the Kujūsan composite dome and the Mimatayama dome.

Daisen-zan is a small composite volcano. At the southern foot the Tōnoharu lava, a mafic pyroxene andesite lava ( $\text{SiO}_2=52.43$ ) was extruded at an early stage of the volcano. The somma dome and the Gakurokuji lava consist of pyroxene-hornblende andesite. The shallow basin at the top of the somma dome is occupied by a large crater, Komekubo, which is rimmed with pyroxene andesite lava ( $\text{SiO}_2=56.65$ ) erupted from the crater. Thin lava tongues of pyroxene andesite flowed down the flank of the dome. The pyroxene andesite is in turn overlain by thick lava flows of biotite-hornblende-quartz andesite and dacite ( $\text{SiO}_2=63.14$ ). These are the Daisenzan-south lavas which form the highest peak of the volcano standing at the south margin of the Komekubo crater and flow down toward east and south. Thus, pyroxene andesites and hornblende andesites are alternately extruded from this volcano, though the former is far less abundant.

The Otokoike lava, olivine-pyroxene andesite with or without sporadic phenocrysts of hornblende, is probably an early lava of the volcano, but the vent which erupted the lava has not been located.

Heiji-dake is a stratovolcano with dissected crater at its top, and is composed of pyroxene-olivine basalt ( $\text{SiO}_2=51.68$ ) and mafic pyroxene andesite.

### **Aso volcano and Imaichi pyroclastic flow**

The deposits of the Imaichi pyroclastic flow and the Serikawa pyroclastic flow underlie the extensive central plateau and the southern lowland and in other valleys and depressions in the mapped area. The Serikawa pyroclastic flow was extruded from Aso volcano about 20 km southwest of the southwest corner of this sheet, however the

origin of the Imaichi pyroclastic flow is not located.

The Imaichi pyroclastic flow, which is the older, is a scoria flow deposit of pyroxene andesite ( $\text{SiO}_2=63.70$ ). The average thickness of the deposit is 30 m. In many places it has a reddish tint due to oxidation. Most parts of the deposit are densely welded, although the upper part is less compact than the lower. Vesiculated scoriaceous bombs embedded in tuffaceous matrix are found only near its top. Vesicular lenticles and druses are commonly found in the middle or upper part of the unit.

The Serikawa pyroclastic flow overlies the Imaichi pyroclastic flow in the southwestern area, but in the northeastern area it forms a terrace on the sides of valleys cut in the plateau of the Imaichi pyroclastic flow. The deposit is hornblende-bearing pyroxene andesite ( $\text{SiO}_2=65.56$  and  $68.89$ ), and ranges from 10 to 100 m thick. In thick columns (and even in thinner ones) lithologic changes from base to top form distinctive rock-units as follows; dense welded tuff with obsidian lenses or streaks in the lower part, less compact welded tuff with half-collapsed pumice in the middle part, and unsorted pumice tuff-breccia composed of highly vesiculated pumice blocks and their fragments in the upper part.

#### **Volcanic ash and other Quaternary deposits**

Volcanic ash covers the southwestern and the central part of the area, locally reaching a thickness of a few meters or more at some places. The bulk of this material is composed of reddish-brown fine ash perhaps erupted from Aso and Kujū volcanoes. A layer of reddish scoriaceous lapilli of pyroxene andesite and a bed of yellowish-white pumice of biotite-hornblende-quartz dacite are intercalated in the upper part of the ash. The former probably was erupted from Heiji-dake or the Komakubo crater of Daisen-zan and the latter from a crater in the western part of the Kujūsan composite dome.

A volcanic fan deposit lies at the southern foot of the Kujūsan composite dome. Talus and alluvial deposits cover narrow areas.

## **ECONOMIC GEOLOGY**

### **Metallic ores**

Cinnabar is disseminated in mylonite or mylonitized part of the Nioki granite at a few localities. These deposits have been explored but not worked. Metallic ores occur at or near the contact between the Watada granite and the Asaji metamorphic rocks. Copper, lead, Zinc, and arsenic are found in the western body of the granite and molybdenum in the eastern body. None of these deposits are worked at present.

### **Diatomaceous earth**

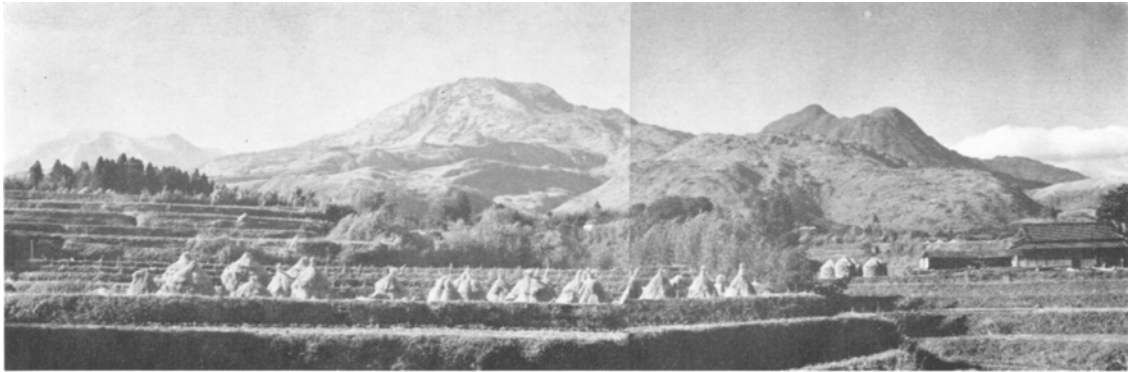
Diatomaceous earth contained in the Asono formation is quarried at a few exposures. Total production is about 100 tons a month.

### **Hot springs**

Three hot springs are located in and near Kujū volcano. Hokkein is a hydrogen sulphide-rich spring located between the Mimata-yama dome and the Kujūsan composite dome, lying about 1.5 km east of the active solfataras. Nagayu and Shichirida hot springs are both at the southeastern foot of Daisen-zan. They are rather low temperature (less than  $40^\circ\text{C}$ ) carbonate-rich springs containing large quantities of free carbon dioxide.

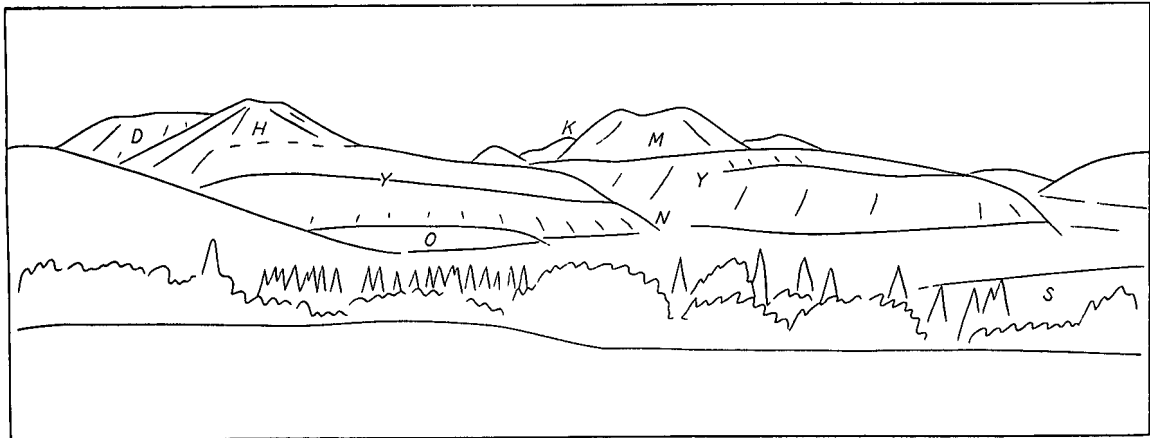


1. 北方千町無田からみた九重火山東部

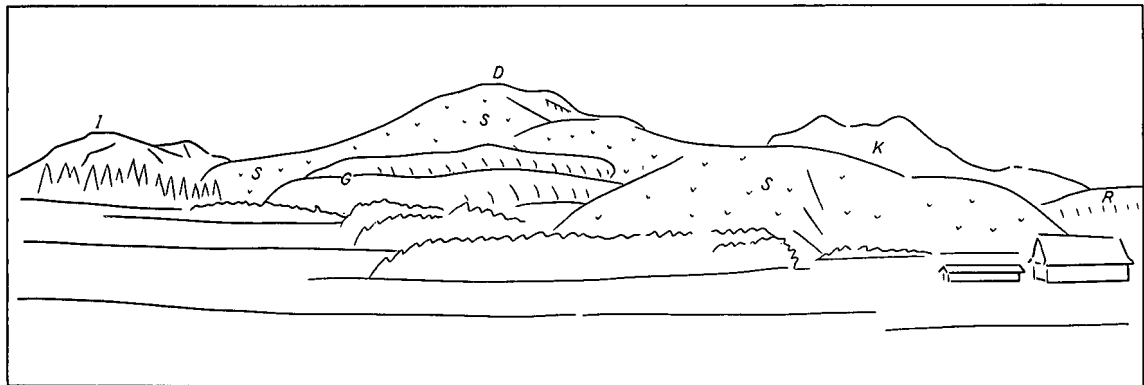


2. 南東麓七里田からみた九重火山

第 I 図版

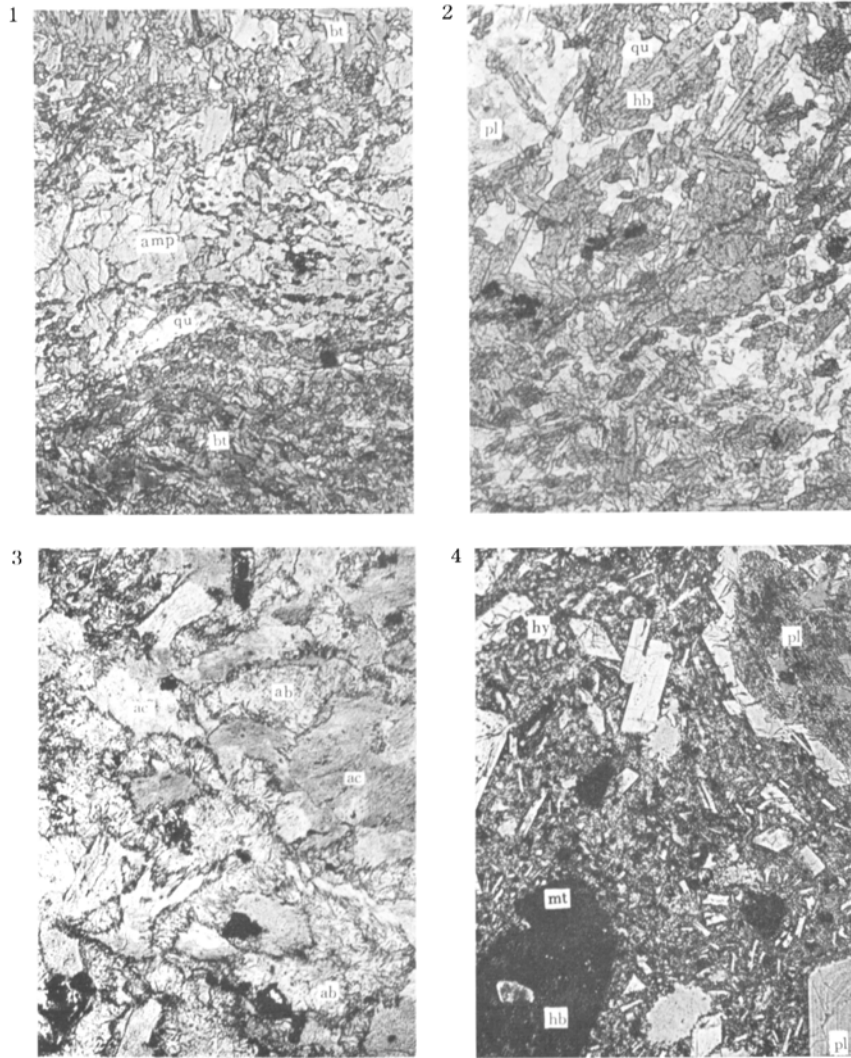


D: 大船山 H: 平治岳 Y: 湯沢熔岩 O: 男池熔岩 K: 久住山円頂丘 M: 三俣山 N: 鳴子川 S: 千町無田



I: 久住山円頂丘稲星山 D: 大船山 K: 黒岳 R: 上峠流紋岩 大船山南熔岩 (S) が2枚の岳麓寺熔岩 (G) を覆って流下している

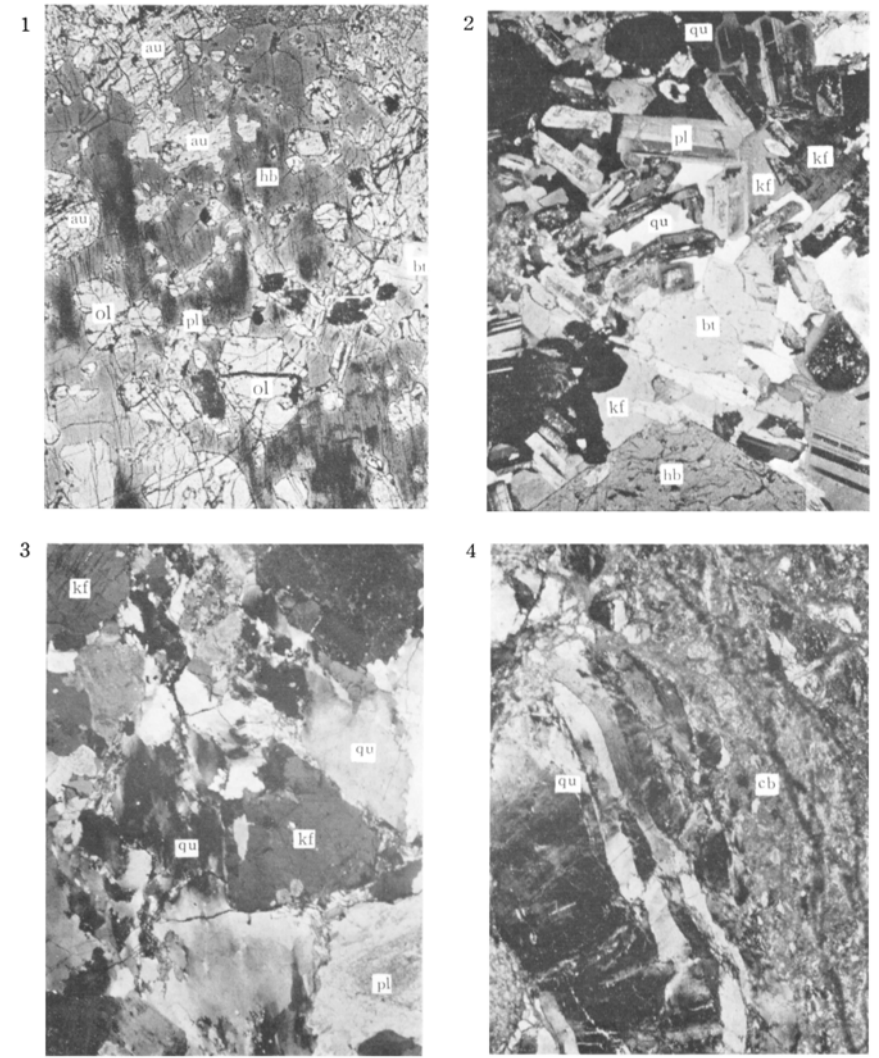




0 1 mm

第II図版

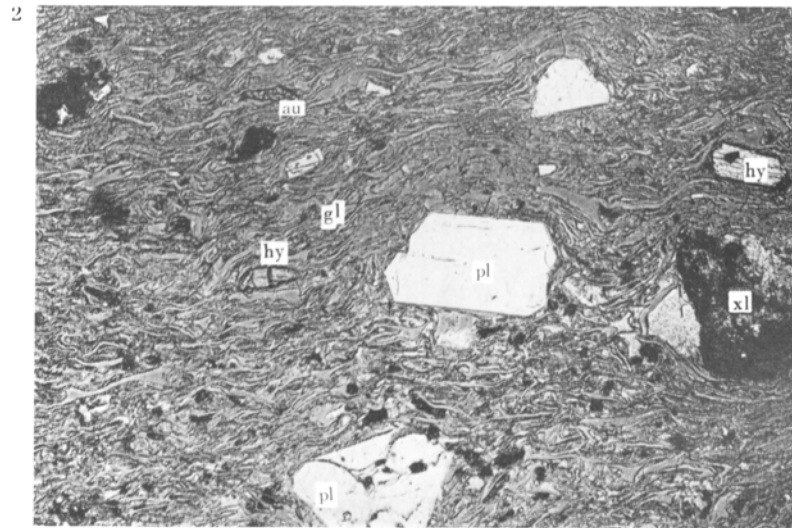
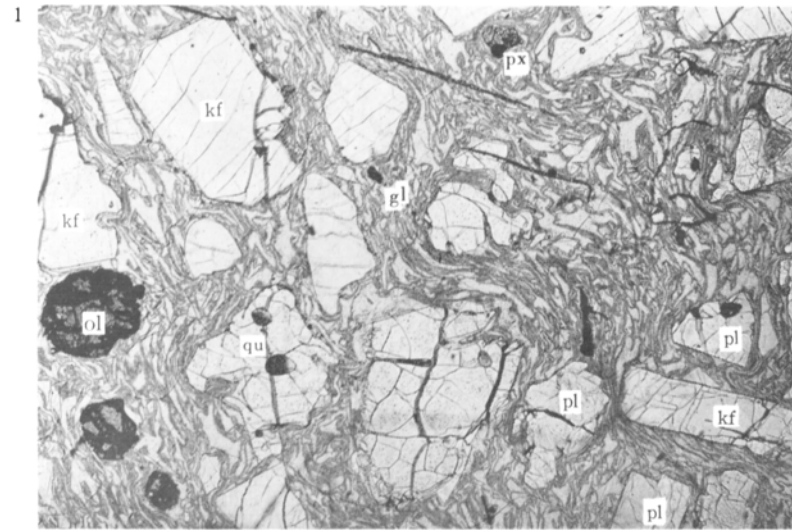
1. 黒雲母無色角閃石片岩 (Z-357), 朝地変成岩類
  2. 角閃石片岩 (Z-358), 朝地変成岩類
  3. 変玄武岩 (Z-425), 朝地変成岩類, 曹長石 (ab) 中にも陽起石 (ac) の針状結晶がある。
  4. 紫蘇輝石普通輝石角閃石安山岩 (Z-11), 九重火山三俣山熔岩
- pl: 斜長石 ab: 曹長石 qu: 石英 hb: 普通角閃石 amp: 無色角閃石 ac: 陽起石  
hy: 紫蘇輝石 mt: 磁鉄鉱 以下第VI図版まで正井義郎撮影



0 2 mm

第III図版

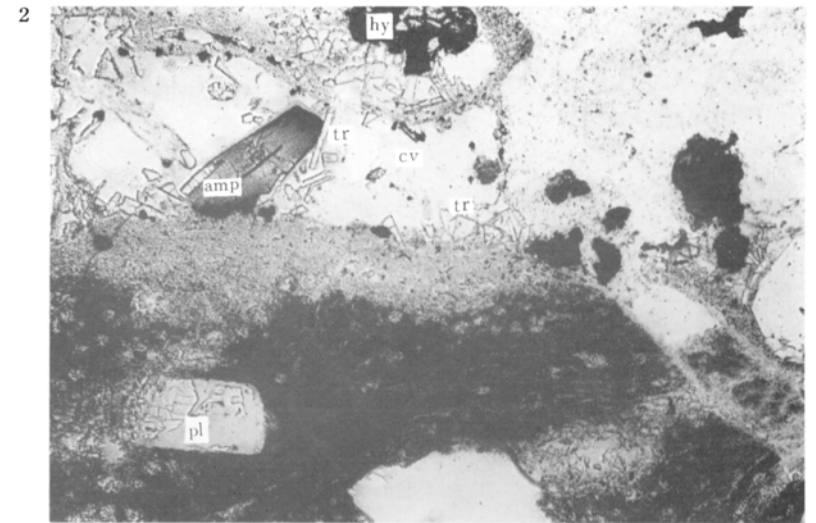
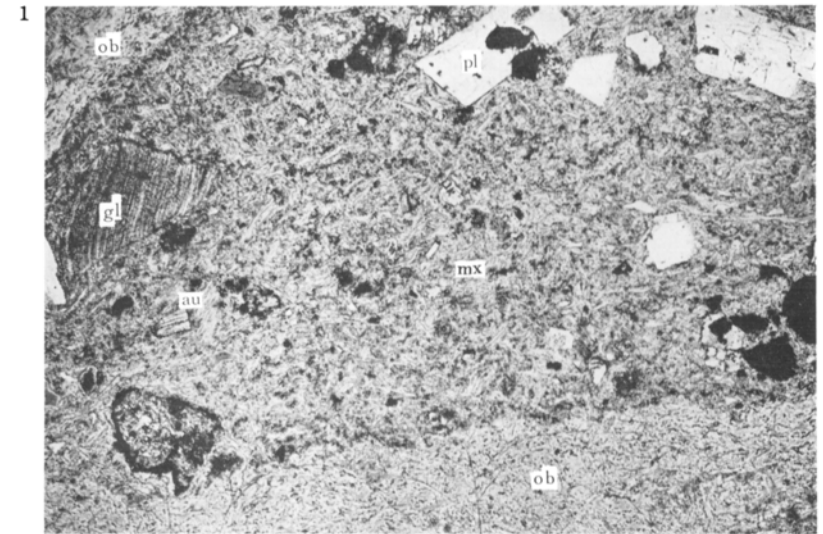
1. コートランド岩 (Z-350)
  2. 角閃石黒雲母花崗閃緑岩 (Z-682), 山中花崗閃緑岩
  3. 黒雲母花崗岩 (Z-757), 荷尾杵花崗岩
  4. 圧砕岩 (Z-753), 荷尾杵花崗岩, 左側は細粒化をまぬかれて残った石英
- qu: 石英 pl: 斜長石 kf: カリ長石 bt: 黒雲母 hb: 普通角閃石 au: 普通輝石 ol: 橄欖石  
cb: 炭酸塩鉱物



0 1mm  
(以下第VI図版まで同じ)

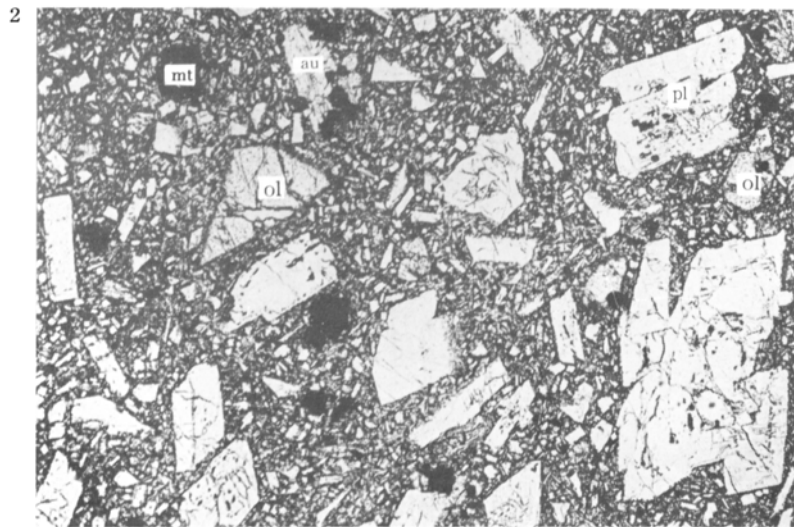
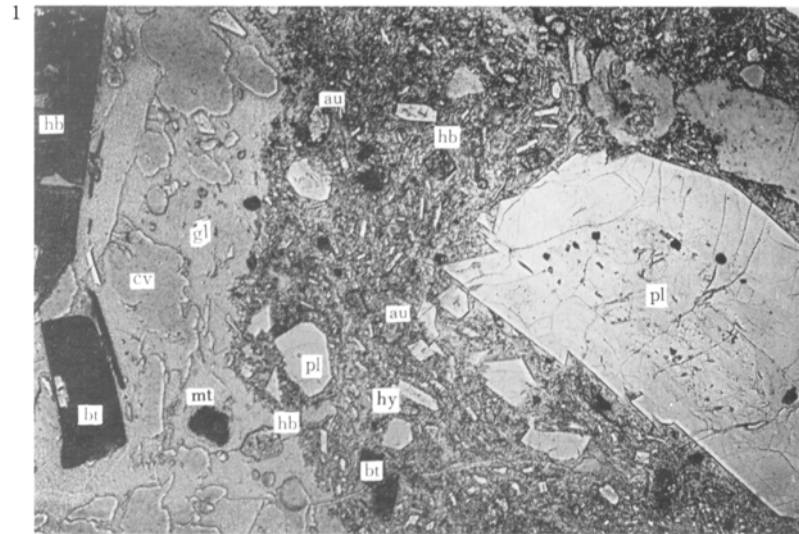
第IV図版

1. 黒雲母含有輝石橄欖石流紋岩 (熔結凝灰岩) (Z-376P), 三宅山流紋岩, (面面の左右が岩体の上下方向) 右下の斜長石 (pl) とサンデイン (kf) の間で基質のガラス片 (gl) が圧迫されている。
2. 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (熔結凝灰岩) (Z-700), 今市火山砕屑流の基底部, 基質のガラス片 (gl) は扁平化して斑晶とともに基底面に平行に配列する。  
px: 単斜輝石 hy: 紫蘇輝石 au: 普通輝石 ol: 橄欖石 gl: ガラス片 xl: 異質岩片



第V図版

1. 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (熔結凝灰岩) (Z-786C), 今市火山砕屑流の下部, 基質 (mx) 中にみられるガラス片に注意。
2. 普通輝石紫蘇輝石安山岩 (熔結凝灰岩) (Z-334), 今市火山砕屑流の上部。  
pl: 斜長石 au: 普通輝石 amp: バーガス石 tr: 鱗珪石 mx: 基質 ob: 黒曜石レンズ  
gl: ガラス岩片 cv: 晶洞の空隙



## 第VI図版

1. 石英紫蘇輝石普通輝石黒雲母角閃石安山岩（右側）と普通輝石紫蘇輝石含有黒雲母角閃石石英安山岩（左側）（Z-41'），九重火山大船山，大船山南熔岩。
2. 紫蘇輝石普通輝石橄欖石玄武岩（Z-518），九重火山平治岳熔岩。  
 pl：斜長石 hb：普通角閃石 bt：黒雲母 hy：紫蘇輝石 au：普通輝石 ol：橄欖石  
 mt：磁鉄鉱 gl：無色ガラス cv：気孔

---

昭和38年8月24日 印刷

昭和38年9月1日 発行

工業技術院  
地質調査所

印刷者 田中春美

印刷所 田中幸和堂印刷株式会社

---

© 1963 Geological Survey of Japan

---

EXPLANATORY TEXT OF THE  
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

SCALE 1 : 50,000

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Masatsugu Saitō, Director

---

KUJU

(Fukuoka-86)

By

KōJI ONO

---

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

1963