

## 66. 加久藤盆地の地質

——えびの・吉松地域の地震に関連して——

地震研究所 荒 牧 重 雄

(昭和 43 年 3 月 26 日発表—昭和 43 年 9 月 30 日受理)

### 1. はじめに

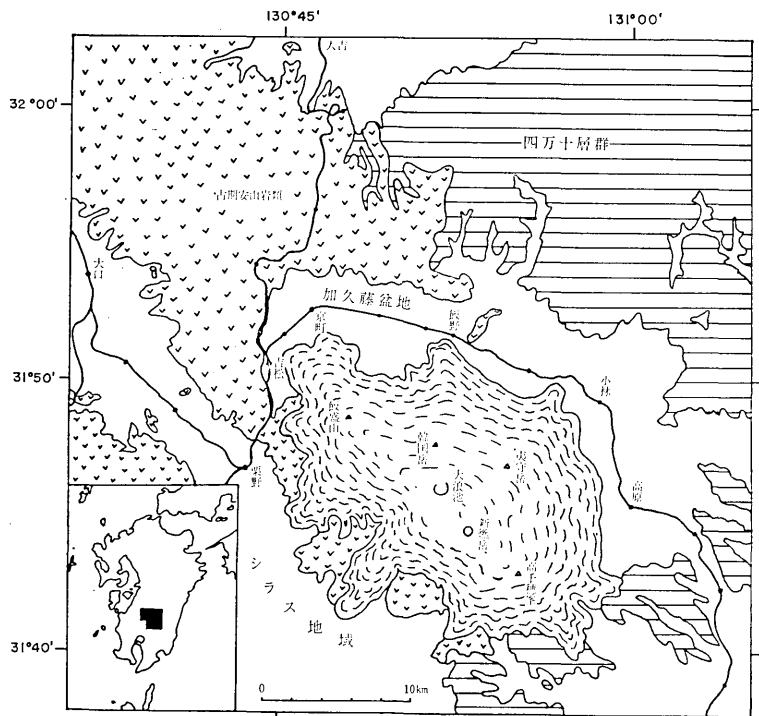
宮崎・鹿児島両県の境にまたがる加久藤盆地の南部に、1968 年 2 月初旬から群発性の地震群が起つた。数多く発生した地震のうち、次の 5 箇の地震は最も規模が大きく、いずれも最大震度 5 以上に達し、相当の被害を与えた： 1) 1968 年 2 月 21 日 08 時 51 分 (えびの・真幸地区で震度 5 以上)、2) 2 月 21 日 10 時 45 分 (同震度 6)、3) 2 月 22 日 19 時 19 分 (同震度 5)、4) 3 月 25 日 00 時 05 分 (同震度 5)、5) 3 月 25 日 01 時 21 分 (同震度 5)。

この地震群の発生地域は、1913 年 5 月から 11 月にかけて、および 1961 年 2 月から 4 月にかけて発生した地震群の震源域とほぼ一致するようで、宮崎県えびの町真幸地区を中心とし、京町～加久藤を結ぶ線から南方へ、飯盛山北麓へかけての地域に相当すると報告されている (水上, 1968)。本報告を起稿する現在 (1968 年 9 月) では、地震活動は可成平穏な状態に達している。この地域は、北西—南東方向に伸長する霧島火山群の北西端に当り、また有田 (1957 a, b) の提唱した加久藤カルデラの中心部に相当する。飯盛山は、霧島火山群中でも最も新しい火山体の 1 つであり (沢村・松井, 1957)、その生成年代はおそらく過去 20,000 年以内であろう。 (p. 1331)。従つてこの地域は、更新世末期以来火山活動の盛んであつた所であり、現在でもなお地下にマグマの活動を十分予想し得る場所であるといえる。

1913 年にこの地域に発生した群発性地震 (真幸地震と呼ばれる) は、7～8 カ月断続的に続いたが、地震活動がほぼ終ると同時に霧島火山群の南端に位置する高千穂峰が噴火を開始し、11 月 8 日から約 2 カ月にわたつて噴火活動を継続した (水上, 1961)。このような事実はえびの・吉松地域に頻発する群発性地震群が、霧島火山を中心とする、この地方の火山活動と密接な関係を持つていることを強く暗示している (水上, 1968)。

本報は 1968 年 2 月末から 5 月上旬にかけて、3 回にわたり、加久藤盆地および周辺地域の地質調査を行つた結果をまとめたものである。また同時に新燃岳火口の調査も行つたので、末尾に合せて報告する。本地域の位置および地質概念図を第 1 図に、地質図を第 2 図に、推定地質断面図を第 3 図に示した。また全体の層序は第 1 表に示した。

この地域の北部は伊田 (1948)、伊田・篠山 (1951)、伊田他 (1956) 等により、また南部は沢村・松井 (1957) によつて地質学的調査が行われ、色刷りの地質図が発表されてい



第1図 位置・地質概念図.

る。加久藤盆地の北および西側山稜を構成する火山岩類については、山本 (1960) の総括的記述がある。有田 (1957 a, b) は「加久藤盆地を北西縁とし、甑岳・白鳥山・海老野高原・栗野岳を結ぶ線を東縁および南縁とする、直径約 10 km の凹地を加久藤カルデラと呼ぶ」ことを提唱し、その噴出物はカルデラ周辺の広い地域に、溶結凝灰岩として分布するとした。MATUMOTO (1963, Fig. 4) は、霧島カルデラとして、有田 (1967 a) の輪郭を更に南東方に拡大して、北西-南東方向に伸長した大型のカルデラを想定している。

**謝辞** 本報告をつくるに当つて、下記の方々から、種々の手配、ボーリング資料の入手、航空機による観察、そして討論等種々の便宜を与えられ、また討論を通じて教えて頂いた。心からお礼を申し上げる：水上 武，大沢 胖，下鶴大輔，中村一明，村上雅也（以上地震研究所），福田 理（地質調査所），高橋 博（防災センター）の諸氏，読売新聞社。

## 2. 基盤岩類

本地域に露出する岩石で、最も古いものは、地域の北および西縁の山地を構成する火山岩類である（第 1, 2 図）。これらの火山岩類の年代はおそらく中新世～鮮新世で（山本，

1960), 霧島火山群の直接の基盤を構成するものと考えられる。本地域南部に分布する, 栗野安山岩および白鳥安山岩は, 沢村等 (1957) によれば, 旧期霧島火山群の主体をなすものである。飯野町の東方に細長くのびる山稜 (396.1 m 三角点のある) は, 普通輝石・しそ輝石安山岩の溶岩流と火砕岩から成るが, 岩質からみて, 飯野北方山地を構成する「長坂溶岩」(山本, 1960) の一部ではないかと思われる。

以上に述べた火山岩類は, いずれも著しい浸蝕作用を受けており, 明瞭な火山地形は認められない。これらの火山岩類が, 加久藤盆地の周囲をとりかこんでいるために, 加久藤盆地の陥没地形が明瞭に規定されているわけである。

第1表 加久藤盆地の地質層序

表 土	
降下軽石・スコリア・火山灰等 およびそれらの風化堆積物	
飯盛山・飯岳 溶岩流	低位 高位} 段丘堆積物
京町層 {上部 下部}	長江川・池島川デルタ 堆積物
池牟礼層 {上部 下部}	
加久藤層群	
加久藤溶結凝灰岩——加久藤カルデラ	
栗野・白鳥安山岩類	
加久藤火山岩類	
真幸変朽安山岩	

真幸変朽安山岩類 (山本, 1960; 中新世末期?)

肥薩線真幸駅を中心とする地域から, 吉田温泉の東方まで, 加久藤盆地の北西隅に露出する。また, 以下に述べるように, 京町に掘られた温泉ボーリングのコアにもみられるので, 真幸変朽安山岩類は, 盆地の北西部から中心へ向つてゆるい傾斜で地下に連続していると考えられる (第3図)。

構成岩石は主として, 熱水変質作用を

第2表 国民宿舎やたけ荘 (宮崎県えびの町京町) の温泉ボーリングのコアの記載, やたけ荘の資料による。

深 度m	表	土	
1.3	砂	礫	No. 1
5.0	シ	ラ	No. 2
34.2	凝	灰	No. 3
44.5	凝	灰	No. 4
86.0	凝	灰	No. 5
105.4	礫混り凝灰岩 (砂質)		No. 6
110.0	同	上	No. 7
215.5	植物片混り凝灰岩 (暗灰色)		No. 8
277.8	凝	灰	No. 9
299.7	凝	灰	No. 10
324.4	植物片混りシルト質凝灰岩		No. 11
342.3	粘土質凝灰岩		No. 12
365.5	砂混り凝灰岩 (軟) (黄緑灰色)		No. 13*
367.4	変朽安山岩 (硬)		No. 14*
370.8	凝	灰	No. 15*
431.1	安	山	No. 16*
433.8	変朽安山岩 (暗灰斑点, 堅硬)		

\* 印の標本の顕微鏡的記載は第3表に示す。

うけた、安山岩、石英安山岩(?)質の溶岩、火砕岩、堆積岩等から成る。

京町にある国民宿舎やたけ荘の温泉源として、1967年に掘さくされた、深さ 430 m 余のボーリングのコアの記載を第2表に示す。筆者の肉眼観察によると、本標 No. 1 から No. 12 までは、凝灰岩または凝灰質シルト、砂等の、堅硬でない堆積物であるが、No. 13 (367.4 m) から No. 16 (433.8 m) までは、いずれも熱水変質作用を受けた、堅硬な凝灰岩または安山岩質溶岩であり、両群の間には明瞭な不整合が考えられる。第3表に示したような岩相から推して、No. 13 から No. 16 までの標本は、真幸変朽安山岩類と同等の層準に属するものではないかと思われる。やたけ荘の南方約 200 m の地点には、京町共立病院の深さ 501 m の温泉ボーリングがあり、その掘さく柱状図は露木等 (1967, 第26図) によつて報告されている。露木等 (1967, p. 65) は、「地下 350 m~400 m で変質安山岩の巨礫をもつ礫層に到達するが、これが加久藤層群の基底部に属するものではないかと考えられる。……地下温度も順調に上昇し、400 m 以深で青灰色の変朽安山岩に達するが、これは吉田温泉の湧出母岩である真幸変朽安山岩と類似している。」と述べている。

第3表 やたけ荘ボーリング・コアの顕微鏡的記載

No. 13 深 さ (367.4m)	珪化した火山礫凝灰岩(?) 主として細粒石英と不透明鉱物から成る。一部粗粒石英が脈をつくる。
No. 14 (370.8m)	斜長石斑晶を多く含む安山岩(?) 斜長石は粘土鉱物に、有色鉱物は鉄鉱に変質。炭酸塩鉱物あり。
No. 15 (431.1m)	熱水変質を受けた凝灰岩。もとの平均粒径 0.3 mm. 現在は主として細粒の石英、絹雲母(?) 粘土鉱物、鉄鉱から成る。
No. 16 (433.8m)	珪化した凝灰岩またはシルト岩。細粒の石英、粘土鉱物、鉄鉱等から成る。ルチルの柱状微粒多し。

#### 加久藤火山岩類 (山本, 1960; 鮮新世?)

真幸変朽安山岩類を覆い、盆地の北および西側の山稜の大部分を構成している火山岩類の総称である。盆地の北側は山本 (1960) の長坂溶岩、西側は滝下山溶岩によつて主として占められ、滝下山溶岩が長坂溶岩の上位にあるとされている。広大な面積を占めるので、山本 (1960) のいうように、数多い噴出口から噴出した、種々の溶岩流、火砕岩類から成り、複雑な構造を有する火山体と思われる。付表に、数地点で採集した溶岩の岩相を示す。大部分は普通輝石、しそ輝石および大型 (~2.5 mm 位) の斜長石斑晶を多く含む安山岩であるが、一部は石英安山岩と呼べる程珪長質の石基をもつ、オパサイト化した角閃石や、一部または全部が反応縁に囲まれたかんらん石の斑晶もまれでない。

#### 栗野安山岩類 (沢村・松井, 1957; 更新世?)

本地域では、飯盛山の南方に分布するが、そこは栗野安山岩類が構成する、広大な楕状火山 (古期霧島火山) の北西部に相当する。加久藤火山岩類をおそらく覆うものと思われるが、両者の間に長い時代的間隙は無いのかも知れない。大部分普通輝石・しそ輝石安山岩の溶岩流から成り (付表をみよ)、地表面の風化は可成著しい。

**白鳥安山岩類** (沢村・松井, 1957; 更新世?)

飯盛山溶岩流と飯岳溶岩流の間にはさまつて、本地域の南縁に分布するが、栗野安山岩類の火山体を覆い、旧期霧島火山の一部を構成する。白鳥温泉附近から上門前にかけて露出する溶岩類は、かんらん石含有普通輝石しそ輝石・安山岩で、この地域の安山岩としては比較的粗粒の完晶質石基をもつものが多い(付表)。

**加久藤溶結凝灰岩** (有田, 1957 a, b; 中部更新世?)

地質図(第2図)の北西隅、川内川の上流地域に分布する。時代未詳の四万十層群に深く大きく刻まれた谷地形を半ば埋めて、開析された広大な段丘地形をつくっている。また飯野北西方の斧砥から北方松ヶ平へ登る林道の途中にも溶結した堆積物がみられる。これらの堆積物は加久藤盆地を中心として広い地域に散在しており、有田(1957 a, b)の述べた加久藤カルデラから噴出した大規模な火砕流堆積物であると考えられる。本質物質として火山ガラス(溶結堆積物においてはしばしば再結晶している)・斜長石・しそ輝石・磁鉄鉱・単斜輝石・緑褐色普通角閃石等を含むが、他に多量の異質岩片を含んでいる。斑晶単斜輝石は、しそ輝石に比してはるかに量が少く、角閃石は更に少量である。

筆者の資料(荒牧, 1968)によれば、この加久藤火砕流の噴出によつて生じた陥没カルデラの輪郭は有田(1957 a, b)が提唱した加久藤カルデラのそれにほぼ一致するようである。すなわち、矢岳山・百貫山・国見山・750 m 山・八幡丘陵・白鳥山・栗野岳・目倉越・黒園山を連ねる線がカルデラ壁に相当する、直径約 15 km の陥没地形が想定できる。この陥没地形の南半分は、その後に噴出した飯盛山、飯岳等の溶岩により埋め立てられ、カルデラの北半分が現在の加久藤盆地地形形成しているわけである。

**白紫池溶岩流** (沢村・松井, 1957; 更新世)

飯盛山東方に明瞭な地形を示す、霧島火山群中では比較的新しい溶岩流で、沢村・松井(1957)は白紫池から噴出したとしている。オートリスを含む普通輝石・しそ輝石安山岩である(付表)。この溶岩流の末端は、地質図(第2図)に示したよりも更に北へ伸び、轟滝の北方、東岸に沿っている可能性があるが、不明である。白紫池溶岩流は、その地形の新鮮さから推して、加久藤火砕流堆積物より若く、従つて加久藤カルデラの形成後に噴出したものと判断される。沢村・松井(1957, p. 25)は、飯盛山溶岩より新しいと考えた。筆者は地形の新鮮さなどからみてむしろ逆の関係ではないかと思うが、決定的な証拠は未だ見出されない。

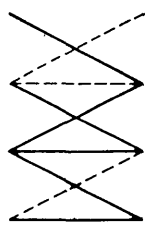
**3. 加久藤層群(再定義)**

前節に述べたような基盤の古期火山岩類の山地に生じた加久藤カルデラの陥没地形は、砂、礫、粘土等の堆積によつておそらく急速に埋め立てられて行つたと考えられる。京町・吉松地区の温泉ボーリングの層序・岩相の記載(第2表; 露木他, 1966, 1967)等から、これらの堆積物は凝灰岩、凝灰質砂・シルト・礫等から成つていことがわかる。

伊田(1948, 1951 他)は、これらの加久藤盆地地下に存在する堆積物の一部が、現在盆地の周縁部で地表に広く露出していると考えた(伊田他, 1956, p. 2, 第1図の断面図をみ

よ)。伊田は加久藤盆地西部、京町南方地域を精査し、第4表のように細分し、加久藤層群と命名した。その年代は鮮新世—更新世 (letter nomination の I) とした。しかし、筆者の観察によると、加久藤盆地内で、現在地表に露出している堆積物の大部分は、きわめて新鮮な軽石質火砕物質を母材とした水底堆積物であり、その年代はおそらく数万年以上と考えられ、盆地地下に存在する岩石とは、全く異なるものである。ボーリングの資料から判断すると、加久藤盆地を埋め立てている地層の厚さは 400 m 以上で、その底は海拔 -150 m 以深に達し、一部では真幸変朽安山岩を不整合に被覆する。盆地西半部では、含まれる地下水の温度は 30°~40°C に達し、京町—吉松地域の温泉の主な reservoir となつている。そのため、ボーリングのコアで見える限り、一部の岩石は軽度の熱水変質作用を受けている。

第4表 加久藤盆地内の新期堆積物の層序の対比

伊田等 (1948, 1951, 1956)			荒牧(本報)		
加久藤層群	下 浦 層		上 部	京 町 層 (新 設)	
	溝 園 層		下 部		
	昌 明 寺 層		上 部	池 牟 礼 層 (再定義)	
	池 牟 礼 層		下 部		
	<hr/>				
加久藤層群 (再定義)					

従つて本報では、加久藤盆地堆積物の実体を構成してはいるが、現在地表にほとんど露出していない部分の堆積物 (おそらくは大部分湖成層) を総括して加久藤層群と再定義する。地質図に加久藤層群として示したものは、盆地内各所に点在する小さい露頭で、いずれも細かい層理を示す、暗灰色乃至暗青色の砂、シルト、粘土等の互層である。その母材はガラス質火山灰ではなく、結晶質岩石であるようで、この上位にある池牟礼層または京町層の物質とは明らかに異なる。これらはまた河川堆積物ではなく、比較的静かな水底に沈積した地層——すなわち湖成層であろうと思われる。しかしこれらの暗色堆積物類は、加久藤層群の最上部の一部を代表するものであり、おそらく地下の主要部の岩相とは異なると思われる。ここに再定義した加久藤層群は、複雑な地史を示す種々の岩相から成る地層であろうと考えられる。

#### 4. 古加久藤湖とそれを埋めた2回の火砕流の噴出

加久藤盆地が、現在の沖積平地の面にほぼ相当するところまで埋め立てられた時期には、盆地は水深数 10 m に達する湖によつて占められていた。これを古加久藤湖と呼ぶことに

する。後述するように、京町層がつくついている段丘の分布状態からみて、末期の古加久藤湖の水面の高さは、現在の海拔高度で  $300\text{ m} \pm 15\text{ m}$  のところにあつたと考えられる。

更新世の末期、今からおそらく 2~3 万年以内に、大規模な火砕流の噴出があり、盆地に流れ込んだ軽石や火山灰によつて、湖盆は埋められた。この事件は 2 回くりかえされ、その度に火山灰質の砂、粘土層が堆積した。最初の事件で生じた堆積物を総括して、池牟礼層、次の事件で生じたものを京町層と呼ぶことにする。

池牟礼層の物質を供給した火砕流の噴出口は不明であり、また加久盆地周辺地域にその陸上堆積物が分布することも未だ確認されていない。京町層の物質を供給した火砕流は、始良カルデラを生じた入戸火砕流（沢村，1956；ARAMAKI and UI, 1966）である。入戸火砕流は、南九州一帯に分布する「シラス」の大部分を構成するもので、約  $3,900\text{ km}^2$  の面積を覆う（MATUMOTO, 1943；ARAMAKI and UI, 1966）。入戸火砕流の噴出は今から約 16,000~23,000 年前に起つたと考えられる（荒牧1965；一色他 1965）。MATUMOTO (1943) はその分布の概要を与えているが（Pl. VI），加久藤盆地の内部だけは分布していないように示してある。しかし、実際には入戸火砕流は加久藤盆地の北縁に連なる加久藤火山岩類の山地（矢岳山，国見山，百貫山等）を越えて、人吉盆地に流入し、所によつては厚さ 30 m に達する堆積物を形成している（宮地，1966，1967；筆者の未発表資料）。従つて入戸火砕流の物質は、加久藤盆地の中に多量に流入したはずであり、実際に後でのべるように京町層を構成する物質がそれに相当することが確かめられた。

##### 5. 池牟礼層（再定義）

本報で述べる池牟礼層は、伊田（1948，1951 他）の定義した池牟礼層を次のように再定義したものである：加久藤盆地南西部に典型に発達する湖底堆積物の一群の地層で、その母材が、入戸火砕流より古い火砕流（噴出口は不明）から供給されたもの。主として軽石質砂、シルト、粘土より成り、粒径は一般に下位から上位に向つて細くなる。加久藤層群（本報で再定義）を不整合に覆い、京町層に一般に明瞭な不整合関係を伴わずに覆われる。

池牟礼層の分布は、地質図に示したように、吉松東方から京町南方を経て、長江川の兩岸へかけての地域に限られる。その分布範囲では、伊田他（1956，付図 1）が与えた、池牟礼層、昌明寺層、溝園層の分布にはほぼ相当する（ただし、原口、麓附近の昌明寺層は本報の京町層に相当する）。

池牟礼層の最下部は、池牟礼部落附近に分布しているらしく、伊田他（1956）は「最下位に、酸性豆灰岩、その上部に白色珪藻土」があるとしているが、筆者の観察するところでは、それらの関係は複雑で不明である。本報で再定義する池牟礼層の下部（第 2 図）は、主として細粒無層理の白色火山灰質砂層から成り、厚さは最大 30 m 以上に達する。池牟礼部落の西方，北方，および東方，また三吉南西方に分布する（第 8 図）。分級のよい火山ガラスの破片から成る砂粒が主体をなし、垂直な崖面を作り得るが、普通は  $70^\circ$  位傾斜した斜面が安定である。堆積物は固結していない、手で握ると各粒子に分離してしまう。露

頭面は一見火砕流堆積物のようにみえるが、分級が良好なことで、密度の大きい石質岩片を全く含まないことで区別される。円磨された白色軽石粒をまれに含むが、直径 1 cm 以上のものは極めて少ない。軽石の気泡は細かく（平均直径は約 0.3 mm）、伸長していない場合が多く、入戸火砕流の軽石が、伸長した粗大な気泡を持っているのと異っている。明暗の縞状を呈する軽石がまれであるが堆積物中に一様に含まれる。軽石の鉱物組成を第 5 表に、斑晶しそ輝石の屈折率を第 6 表に掲げる。これらから明らかなように、池牟礼層の軽石と京町層の軽石とは明らかに区別される。すなわち、1) 石英は前者に含まれず、後者に含まれる。2) 普通輝石はその逆である。3) 火山ガラスと斑晶の量比は前者の方が大きい。4) しそ輝石の  $\gamma$  屈折率の範囲が異なる。

池牟礼層に含まれる軽石の特徴に一致する本質物質を持つ火砕流は、現在筆者の知る限りの南九州の火砕流の中には見当らない（荒牧・宇井，1966；ARAMAKI and UI, 1966）。

池牟礼層の上部は火山灰質シルト・粘土層と火山灰質砂層・軽石質細粒礫層の互層から主として成り、厚さは池牟礼附近で 20~30 m、溝園附近で 30 m 以上に達する。池牟礼

第 5 表 池牟礼層，京町層，入戸火砕流の軽石の組成（重量百分比）

	番 号	採 集 地	火 山 ガラス	斜長石	石英	しそ 輝石	普通 輝石	角閃石	不透明 鉱物	捕獲岩	合計
池牟礼層	SA68050204	池牟礼一 桃ヶ迫間	92.3	6.05	—	0.56	0.26	—	0.35	0.48	100.0
	SA68050401	池牟礼一麓間	92.3	5.77	—	1.05	0.28	—	0.41	0.20	100.0
京町層	SA68030110	麓 東 方	85.5	10.59	1.89	0.68	—	0.02	0.42	0.91	100.0
	SA68030207	昌 明 寺	89.6	7.72	1.75	0.79	—	—	0.14	—	100.0
入戸火砕流	SA68030431	小林市飯谷	86.7	10.09	2.19	0.79	—	—	0.22	—	100.0
	SA65011704-1	国分市入戸石切場	87.6	8.96	2.48	0.81	—	—	0.14	—	100.0
	番 号	採 集 地	斑晶 合計	斜長石	石英	しそ 輝石	普通 輝石	角閃石	不透明 鉱物	捕獲岩	合計
池牟礼層	SA68050204	池牟礼一 桃ヶ迫間	7.7	78.5	—	7.3	3.4	—	4.6	6.2	100.0
	SA68050401	池牟礼一麓間	7.7	74.9	—	13.6	3.7	—	5.3	2.5	100.0
京町層	SA68030110	麓 東 方	14.5	73.0	13.0	4.7	—	0.1	2.9	6.3	100.0
	SA68030207	昌 明 寺	10.4	74.2	16.9	7.6	—	—	1.3	—	100.0
入戸火砕流	SA68030431	小林市一飯谷	13.3	75.8	16.5	5.9	—	—	1.8	—	100.0
	SA65011704-1	国分市入戸石切場	12.4	72.3	20.0	6.6	—	—	1.1	—	100.0



第6表 池牟礼層, 京町層, 入戸火砕流の軽石の斑晶しそ輝石の屈折率( $\gamma$ )

	番 号	採 集 地	屈 折 率 $\gamma$
池 牟 礼 層	SA68022709	池 牟 礼 中 央	1.700~1.710
	SA68050204	池牟礼一桃ヶ迫間	1.700~1.708
	SA68050401	池牟礼一麓 間	1.701~1.707
京 町 層	SA67120901	下 浦 南 東	1.725~1.733
	SA68030110	麓 東 方	1.725~1.732
	SA68030207	昌 明 寺	1.725~1.732
	SA68030428	平 木 場	1.725~1.733
	21 (宮地, 1967, 4 表)	桃 ケ 迫	$\gamma_{\max}$ 1.726
	22 ( 同 上, 4 表)	昌 明 寺	$\gamma_{\max}$ 1.726
	20-1 (同 上, 5 表)	「白色降下軽石層」桃ヶ迫	$\gamma_{\max}$ 1.727
	20-2 (同 上, 5 表)	同 上	$\gamma_{\max}$ 1.727
入戸火砕流	SA68030431	小 林 市 飯 谷	1.725~1.733
	SA65011704-1	国分市入戸石切場	1.724~1.733
	701 他 4 点 (宮地, 1967, 9 表)	人 吉 市 周 辺	1.726

周辺の地域では、普通 2~3 枚の顕著な粘土層がみられる。粘土層は湿っている時は特徴ある青灰色で、細かい葉理を示し、複雑な層内褶曲や小断層を示すことが多い(第13図)。粘土層中には、単独に沈下したと考えられる、円磨された白色軽石粒が含まれることがある。砂礫層は斜交葉理を示すことがあり、炭質物、葉片等を含む。粘土片などの同時礫を多量に含むスランプ堆積相もまれでない。

池牟礼層全体を通じてみると、下位から上位に向つて粒度が減少して行く傾斜が顕著であり、また粘土層を含めて、母材は同一の軽石質火山灰であると考えられる。このような特徴から、池牟礼層は、火砕流の物質が一時に多量に古加久藤湖に供給され、それらが湖底に沈積して生じたものと推論される。盆地の東部、北部、西端部には池牟礼層の分布が確認されないが、このことは池牟礼層の分布が盆地南部の中央附近に限られ、北へ向つて薄失していたことを示すものかも知れない。

長江川の兩岸地域には、厚さ 10 m から 30 m 以上のシルト・粘土の互層がほとんど水平に堆積している。それらの上位にほとんど整合的に入戸火砕流の軽石塊を含む火山灰質砂層、礫層、シルト・粘土層がのり、京町層の一部と考えられるので、その下位にある細粒泥質層の大部分は池牟礼層上部に相当すると判断される。この層序は更に西方へ延長すると、池牟礼・京町兩層の模式地に無理なく連続するようである。しかし長江川兩岸地域の池牟層上部層は、ほとんど全部シルト・粘土層から成り、池牟礼附近に比べてはるかに厚く、間に粗粒な砂礫層をはさむことが少いという相違がある。このような層相の変化の原因はよくわからないが、おそらく、古加久藤湖に流入する最も有力な川の1つである長江川の影響が主役を演じたことと思われる。

池牟礼層は、後に上位の京町層と共に一部変形作用を受けるが、それについては第9節(p. 1336). で述べる.

## 6. 京 町 層

京町層は現在の盆地の縁のほとんど全部にわたって段丘を成して存在する. ただし, 盆地の東の端に当る, 飯野東方の八幡丘陵の麓に沿つては見出されない. 伊田 (1848), 伊田等 (1956) の下浦層の全部 (ただし盆地内に限る), 昌明寺層の大部分, 溝園層の一部 (特に盆地の北縁に分布するもの) がここにのべる京町層に含まれる.

上部と下部に分けられ, 下部は軽石・火山灰質の礫, 砂, シルト等の湖底堆積物から成り, 上部は下部と同質のシルト・粘土から主として成る. 平均粒径は下底から上に向つて減少し, 最上部では池牟礼層上部にみられるような縞状粘土層がみられる. しかし量的には細砂 ( $Md\phi = 3$ ) にモードを持つ下部層が全体の  $2/3$  以上を占めるようである.

第5表, 第6表に示したように, 京町層中に含まれる軽石の組成は, 池牟礼層のそれとは明らかに区別され, 入戸火砕流のそれと一致する. このことは, 第4節に述べたように, 入戸火砕流堆積物が加久藤盆地の四周をとりまいて存在している事実と共に, 京町層は入戸火砕流の物質が古加久藤湖中に突入して生じた堆積物であることを示している.

京町層下部層は現在の厚さ最大 60 m に達するが, もし盆地の中央部にも浸蝕されずに残っていたならばその厚さはもつと大きいであろう. 模式地は京町南方から南東方三吉にかけての地域で, 平均  $70^\circ$  位の傾斜の広大な崖面が, 今度の地震により多数生じた所である (第 7, 9, 17, 19 図). その大部分は, 第 9, 10 図に示すような無層理の火山灰質細砂で, いわゆる「シラス」と呼ばれるものに相当する. 一見しては池牟礼層下部と区別が困難であるが, 含まれる軽石は粗大で伸長した気泡をもち, 斑晶鉱物が大きく, 石英を含み, 普通輝石を含まないことなどの特徴で区別される. 比重の大きい石質岩片は全く含まれない場合が多い. しばしば第 11 図に示すような, 粗粒の軽石塊の集合からなる団塊が細粒部に不規則に含まれている. 団塊の直径は 1 m 位から数 m のものが多く, 京町層下部にほぼ一様に分布しているようであるが, 京町南方, 吉松東方, 川添, 昌明寺, 等でよく観察される. この粗粒団塊は, おそらく, 湖水上面を浮いてただよっていた軽石塊が水を吸って沈下堆積したものと思われるが, その輪郭は不規則で層状, レンズ状をなすものは決して多くはない. この堆積機構は今後の問題であろう.

京町層の底部は池牟礼層上部に大体整合的に接するが, 三吉南方では明瞭な浸蝕不整合の関係がみられる. 池牟礼層上部の粘土層の破片が京町層下部の火山灰質細砂中に多数とりこまれているのもしばしばみられる (第 12 図). 加久藤, 小田西方では京町層が直接加久藤火山岩類を覆うのがみられるが, そこでは例外的に斜交葉理が発達し軽石質の砂粒の粒径も大である. 川添部落の大露頭でも, 葉理がみられるが, ここでは粗粒な軽石塊の密集した団塊を多量に含む.

京町層上部層は, 後川内一大明司一坂元一飯野北東方にかけて最もよく発達し, シルトおよび粘土から主として成るが, この地域では部分的に二次堆積物が発達し, 堆積時の最

上部まで完全にみられる所は多くないようである。吉松より東へ楠辺に通ずる車道を登ると、坂の頂部付近に上部層の粘土層がみられる。

京町層の分布の上限をたどると、盆地のほぼ全域にわたって海拔  $300\text{ m} \pm 15\text{ m}$  の範囲内であることがわかる。このことから、加久藤盆地が過去約 20,000 年間に東西方向に約 1/400、南北方向に約 1/200 以上の傾きを生ずるような地殻変動は起らなかったことを暗示している。

伊田等 (1956, p. 4) は、本報の京町層に相当する下浦層の分布を盆地の東方小林市にまで延長し、小林市周辺のものとは「極細粒から径 10 数 cm に達する浮石に至るまで」淘汰がはなはだ不良であり、この相は加久藤盆地内の、淘汰のよい相と「飯野駅から東の橋谷にわたる間、および有島の南で」さしちがえているとした。筆者の観察では、小林市周辺のものとは入戸火砕流の乾陸上の堆積物であり、これが水底に堆積して生じた京町層との境は、伊田等のいうように飯田駅南東方平木場付近および有島付近である。平木場付近では、1 箇の露頭面の下部が石質岩片を含み、分級の悪い堆積物から成り、上部は石質岩片を含まず、斜交葉理の発達した堆積物から成っているのが観察された。おそらく、この付近が古加久藤湖の当時の汀線に近く、最初乾陸に入戸火砕流の物質が堆積し、その後湖水面が上昇したか、または沿岸からの地表水の流入（デルタの形成）により水成層がその上に堆積したのであろう。湖盆の北西端では、京町から国鉄真幸駅に至る車道のそばに、海拔 295 m 位の地点に乾陸堆積と思われる入戸火砕流堆積物の小露頭がみられる。また湖盆の南西端、下川添の更に南は、加久藤火山岩類から成る細い山陵が川内川の溪谷を横切り、堤防の役を果たしている。山陵の最高点は現在 360 m で、京町層の上面よりわずか 60 m 高いだけである。その南は栗野に向つて谷が開けるが、そこには乾陸堆積の入戸火砕流堆積物が広く分布している。その分布高度は堤防のすぐ下流蔵元でもすでに海拔 200 m 以下にまでおよび、古加久藤湖は明らかに上記の山陵を作る堤防によつてその南限が定められていたことがわかる。

## 7. 飯盛山とその溶岩流

入戸火砕流が加久藤盆地に流入し、京町層の堆積が完結して間もないうちに、加久藤カルデラの南縁付近で輝石安山岩の溶岩の噴火がはじまつた。火口から多量の溶岩が噴出され、厚い溶岩流として、栗野安山岩の作る北へ傾斜するゆるい斜面の上をひろがり、約  $28.5\text{ km}^2$  の面積に広がった。同時に火口の上には比高 200 m またはそれ以上の円錐形の火山体飯盛山が形成された (第 6, 14 図)。

溶岩流の先端は古加久藤湖の南岸に達し、更に北に拡がつて湖底堆積物の上へひろがつた (9 節 p. 1336 をみよ)。溶岩流の表面地形は可成新鮮で、地形図に示されているように、閉じた凹陷地が多数あり、また自然堤防の地形がよく保存されている。厚さは詳しくは不明だが、縁辺部で作る地形等から推して、末端部で数 10 m あると思われる。その体積は、平均厚さを 50 m とすると  $1.4\text{ km}^3$  となる。おそらく数多くの flow unit から成ると思われるが、現在の地形は、各々の flow unit の区別が可能なほど新鮮ではない。岩

石は多孔質黒色の溶岩で、径 3~4 mm の斜長石と輝石斑晶を比較的多く含むのが特徴である。鏡検した限りでは、岩相の明瞭な地帯的变化は認められなかった(付表)。

飯盛山は対称的な円錐形の山体をもち、山頂に直径約 80 m、深さ 4~5 m の火口がある。2 月 28 日に筆者が登頂した時には、山頂火口は茅におおわれ、異常な現象は認められず、噴火活動をした形跡はなかった。山体の傾斜は中腹が最も急で約 33° である。体積は約 0.03 km<sup>3</sup> で溶岩流の体積の数 10 分 1 に過ぎない。厚く森林に覆われ、山体を深く切る谷がないため、内部構造は不明だが、麓から山頂に至るまで、地表の転石はすべてち密な溶岩で石基は hyalopilitic 乃至 pilotaxitic である(付図)。従つて飯盛山は碎屑丘ではなく、成層火山か溶岩円頂丘であろうと思われる。山体が整つた円錐形をなし、山頂にはつきりした火口の地形があることは、成層火山であることを暗示している。白鳥神社付近には厚さ約 1 m の新鮮な降下スコリア堆積物がみられるが、飯盛山が成長する時に噴出されたものかも知れない。

#### 8. <sup>こしき</sup>飯岳溶岩流

霧島火山群の新期火山体の 1 つである飯岳から噴出した厚い安山岩質溶岩流が、加古藤盆地南縁の東部を占めている(地質図)。地形は飯盛山溶岩流と同じ位新鮮であるが、沢村・松井(1957)は飯岳溶岩流の方が風化が進んでいると述べている。大迫付近の溶岩は glomeroporphyritic な斑晶集合体を含む普通輝石・しそ輝石安山岩である。入戸火砕流および京町層よりも新しいと考えられるが未だ確認していない。

#### 9. 池牟礼層と京町層の変形

伊田他(1948, 1951, 1956)は、彼等の定義した加久藤層群が、京町南方において向斜、背斜、断層等から成る変形を示し、それが地殻変動によるものと考えたようである。その後の研究者も伊田等にならい、「加久藤層群」地域のうち、特に京町南方地域のみが変形したことに注目し、霧島火山群の伸長方向と一致することから、南東—北西の構造線に沿う変動を示唆する人もある。筆者はこの局部的変形運動は、未固結の状態であつた池牟礼・京町両層の上に厚い飯盛山溶岩流がのつたため、その重みで不同沈下を起し、特にその外縁にあたる池牟礼・京町両層が著しく変形したと考える。現在楠辺・桃ヶ迫・岡元の各部落が占める平坦面は、明らかに飯盛山溶岩流の広い陥没地域であり、その外縁に特徴的に比高 20 m~80 m の山稜が弧状に連る。この山稜の内側斜面から最高部にかけては飯盛山溶岩流が露出するが、弧の外側斜面は京町・池牟礼両層が露出している。この弧の外側にはほぼ平行して背斜があり、更にその外側に広くゆるい向斜が平行して走る。この配置は伊田等(1956)の地質図にくわしく示されており、柳水流、幣田から池牟礼へ至る断面で最もよく表われている。このような構造は、各弧の中心部にある飯盛山溶岩がその重みで沈下し、下位の池牟礼・京町両層を外方に押出したため、弧の外側に平行して背斜と向斜が生じたという説明で理解され得る。南東—北西方向の単純な断層運動または褶曲運動などでは、このような弧状の変形を説明することは困難であろう。伊田らが述べているよ

うに、この変形に伴って小規模の断層が生じ、そのあるものは衝上であるらしい。ただし、伊田等（1956）の地質図に示された、柳水流から南西に走る低角逆断層の規模は不明である。柳水流南方ではこの位置に粘土層があるが、その両側とも京町層（入戸火砕流の物質）の軽石を含むシルト層が存在する。

この変形作用を受けた地域だけ、京町層の上端の海拔高度は 300 m を超過しており、池牟礼北西方で最高 326.0 m に達している。このような変形作用は、池牟礼・京町両層を構成する物質が、現在のように乾いた（地下水に飽和していない）状態では有効に働かないと考えられるから、古加久藤湖が干上らず、これらの湖底堆積物が水に飽和している時期の出来事であつたと思われる。

### 10. 段丘堆積物

加久藤盆地は現在では、川内川によつて南西端の峡谷を通じて排水されており、沖積低地の平均高度は、飯野付近で 245 m、京町で 220 m、吉松付近で 210 m である。沖積低地には比高 5~10 m の段丘（低位段丘と呼ぶ）が数カ所発達しているが、地質図（第 2 図）に示すように、京町東方から大溝原に至る段丘（伊田等、1956 の大溝原扇状地）と飯野駅周辺から北および西方にひろがる段丘（同、飯野扇状地）が最も大きい。低位段丘の最上部は現世の河川礫、砂等で覆われるが、柳水流から幣田・麓へかけては京町層が崖の大半部を占めている。

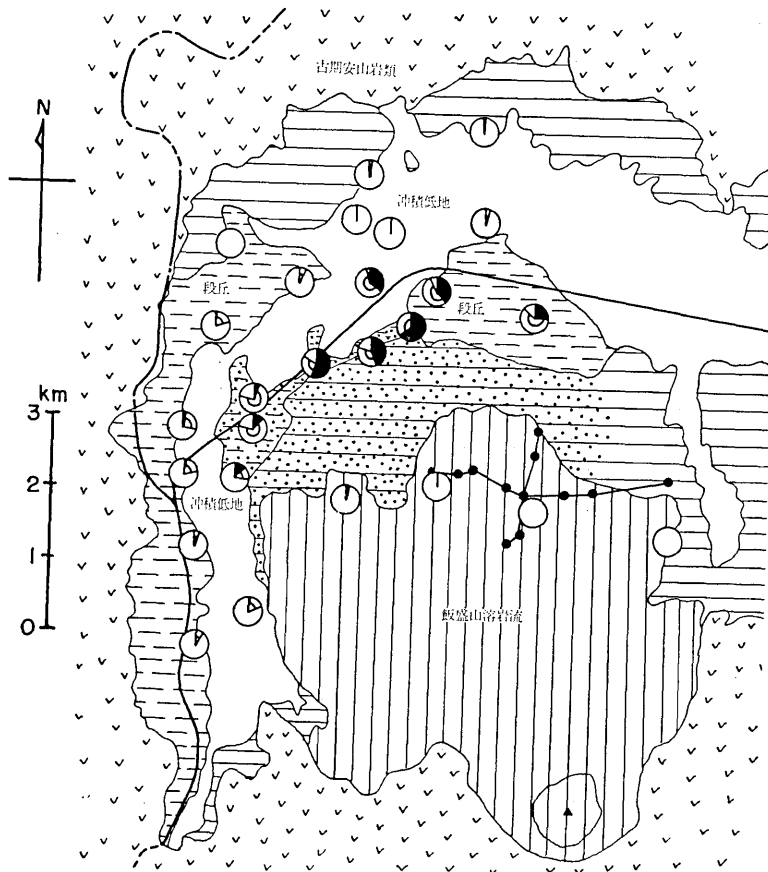
一方、京町層の上面を覆つて、盆地の四周から扇状地堆積物が内側に向つて展開しており、高位の段丘面を形成している。盆地の西縁である般若寺から吉松南方へ延びる地域を占める段丘は、他の地域で高位段丘に相当する高度から低位段丘の高度まで一見連続的に低下している。この段丘の構成物質は京町層およびその上位の多量の河川堆積物が主である。

南から盆地中央に注ぐ長江川と池島川は、両方で盆地内に流入する水流の 40 % を供給する強力な河川である。そのため、これら両川を作るデルタ地域に相当する溝園から末永・田代にかけては、池牟礼・京町両層中にも多量の碎屑物質（主として霧島火山群の物質）が混入しており、その上位にくる「高位段丘堆積物」と区別することがしばしば困難である。

### 11. 地震活動と地変の関係

#### 家屋被害と地質の関係

第 4 図に、各部落毎の家屋の被害率を示す。柳水流・浦を中心として幣田・京町・大溝原へかけての地域の被害が大きいことがわかるが、これらは沖積低地か、低位段丘の上であり、地下水位はきわめて浅い。一方、飯盛山溶岩の上にある、楠辺・桃カ迫・岡元の部落が被害が少いことも顕著である。ここでは雨水も少く、地下水面は低いと考えられるが、地震動の性質に相違があるとすれば、厚い溶岩流が直接の基盤であることに注目すべきであろう。



第4図 家屋の被害と地質の関係を示す図。円の中の黒い部分は全壊、二重丸の部分は半壊の戸数の全戸数に対する割合を示す。1968年2月29日現在、えびの・吉松町役場調べ。直線で結んだ黒丸の点は、水準測定の測点を示す(平賀・水上, 1968)。「シラス」山地で山崩れのはなはだしい地域を点で示す。

#### 池牟礼層・京町層地域の山崩れ

この地域にはきわめて密に山崩れが起つた(第7, 17, 20図)。元来 box canyon に近い地形である所に各所で山崩れが起きたから、川の一時的なせき止めが各所で生じた。しかし、山崩れの多い割合には、崩壊する物質の量が少いことに注目すべきで、多くの場合、元来の急な斜面の表層部がはがれてすべり落ちるような形式をとっている。新たに生じた崖錐の高さは、新しい崖面の高さの半分にも達しない場合が多い。このことは、池牟礼・京町両層を構成する「シラス」が、高い透水性を持ち、また乾燥状態で急斜面で安定である性質に基くものであろう。これと対照的な崩壊は第18図に示した、幣田部落東端で起つたものである。低位段丘の切り立つた崖が崩壊したもので、生じた堆積物の高さは比較

的高く、地這りの要素が大きい、構成物質の含水率が大であつたことが暗示される。このような崩壊はまれであつた。

### 沖積低地の噴砂

第 15, 19 図に示したように、地震に伴つてよく観察される噴砂孔がみられる。その配列は旧河道に平行に弧を描いている。

### 人為的な盛土部の亀裂

例えば盛土をして作つた道路等はその長軸に沿つて割れ目が頂上に生じ、全体が開いて低平になる方向に変形する(第 21, 22, 23 図)。盛土して作つた道路や鉄道床と、基礎の確かな橋の接合点では道路・道床面が相対的に沈下する。

以上のように、観察された地変は、激しい地震動に不安定な地物が対応するため当然期待されるような変化であつた。地域的な変位、断層運動等を暗示するような地変は特に認められなかつた。

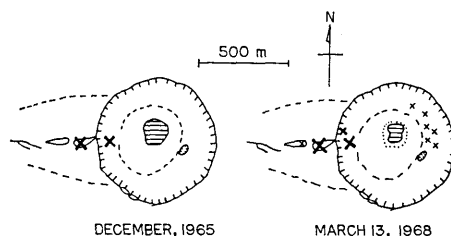
## 12. 新燃岳火口の状況

3 月 6 日以後、霧島火山群の中央部に位置する新燃岳火口附近に群発性小地震と火山性脈動が間歇的に発生した(水上, 1968)。噴火の可能性がこのため予想されたが、結局実際の噴火を見るには至らなかつた。筆者は

3 月 13 日に新燃岳火口縁を一周して観察したが、噴火の形跡その他の異常は認められなかつた。第 5 図に 1965 年 12 月の状態との比較を示す。今年 3 月 13 日の観察では火口底の池が少し縮小し、火口内東側斜面に小さい噴気孔が多数みられるが、これらが 1965 年 12 月に既に存在していたかどうか確実ではない。

(第 25 図参照)。火口内西側斜面の硫気

孔は勢よく淡黄白色の噴煙を出し、溶融状態の自然硫黄が流出したようにみえる堆積物を伴つていた。



第 5 図 新燃岳火口の状態の比較。1965 年 12 月のものは、垂直航空写真に基づく。×印は噴気孔を示す。

## 引用文献

- 荒牧重雄 (1965): 始良カルデラ入戸火砕流の  $^{14}\text{C}$  年代。地球科学, 80 号, p. 38.  
 荒牧重雄・宇井忠英 (1966): 阿多火砕流と阿多カルデラ。地質雑, 72 巻, p. 337~349.  
 ARAMAKI, S. and UI, Y. (1966): The Aira and Ata pyroclastic flows and related caldera and depressions in southern Kyushu, Japan. Bull. Volcanologique, ser. 2, tome 29, p. 29~48.  
 有田忠雄 (1957 a): 加久藤カルデラの提唱 (演旨)。地質雑, 63 巻, p. 443~444.  
 有田忠雄 (1957 b): 加久藤カルデラ及び森カルデラの発見と Salic front の提唱 (演旨)。火山, 2 集, 1 巻, p. 70.

- 伊田一善 (1948): 南九州の天然ガスと地質について. 石油技術協, 13 巻, p. 251~259.
- 伊田一善・篠山昌市 (1951): 宮崎県加久藤天然ガス地質調査報告. 地質調月報, 2 巻, p. 178~184.
- 伊田一善・本島公司・安国 昇 (1956): 宮崎県小林市附近天然ガス調査報告, 地質調報告, 168 号, 46 p.
- 橋本 勇 (1962): 九州南部における時代未詳層群研究の総括. 九大教養地学研究報告, 9 号, p. 13~69.
- 平賀士郎・水上 武・国土地理院 (1968): 飯盛山北麓およびえびの高原の小地域水準測量結果 (演旨). 火山, 2 集, 13 巻, p. 48~49.
- 一色直記・小野晃司・平山次郎・太田良平 (1966): 放射性炭素  $^{14}\text{C}$  による年代測定. 地質ニュース, 133 号, p. 20~27.
- MATUMOTO, T. (1943): The four gigantic caldera volcanoes of Kyushu. Jap. Jour. Geol. Geogr., vol. 19, special number, p. 1~57.
- MATUMOTO, T. (1963): Caldera volcanoes and pyroclastic flows in Kyûshû. Bull. Volcanologie, ser. 2, tome 26, p. 401~413.
- 水上 武 (1961): 霧島火山活動調査及び観測報告. 宮崎県.
- 水上 武 (1968): えびの地震に関する調査研究概要. 宮崎県.
- 水上 武・霧島火山観測所 (1968): 加久藤カルデラおよび霧島火山群の地震活動 (えびの地震を含む) (演旨). 火山, 2 集, 13 巻, p. 47~48.
- 宮地六美 (1966): 熊本県人吉盆地のシラス様堆積物. 九大教養地学研究報告, 13 号, p. 25~33.
- 宮地六美 (1967): シラスの岩石学的研究 (総括), 九大教養地学研究報告, 14 号, p. 15~55.
- 沢村孝之助 (1956): 5 万分の 1 地質図幅および説明書「国分」. 地質調.
- 沢村孝之助・松井和典 (1957): 5 万分の 1 地質図幅および説明書「霧島山」. 地質調.
- 露木利貞・鎌田政明・黒川達爾雄・大迫陽一 (1966): 鹿児島県の温泉. 霧島火山地域の温泉 (その 3). 鹿児島県.
- 露木利貞・鎌田政明・黒川達爾雄 (1967): 宮崎県の温泉. 霧島火山北部地域の温泉. 宮崎県.
- 山本 敬 (1960): 肥薩火山区の火山地質学的並びに岩石学的研究. 90 p.

# 66. *Geology of the Kakuto Basin, Southern Kyushu, and the Earthquake Swarm from February, 1968.*

By Shigeo ARAMAKI,

Earthquake Research Institute.

The immediate basement of the Kakuto Basin, on the boundary between Kagoshima and Miyazaki Prefectures, consists of Miocene (?) to Pliocene (?) volcanic rocks mainly of andesitic composition. The lower members are hydrothermally altered (Masaki propylite) and form a reservoir of active hot springs now widely exploited over the western part of the basin. The upper members (Kakuto volcanics) mainly consist of thick lava flows which form the continuous ranges on the northern, western, and eastern margin of the basin. The southern margin is composed of partly destroyed bodies of the older Kirishima Volcano group (Kurino and Shiratori andesites). In the later Quaternary, a large amount of dacitic magma was erupted mainly in the form of large-scale pyroclastic flows. The welded deposits are now found in a wide area surrounding the Kakuto Basin. A collapse caldera of the Crater Lake-type was formed thus clearly defining the depression topography mentioned above. The basin was quickly filled by tuffaceous sediments of lacustrine nature



(Kakuto group). About a few tens of thousands of years ago, two major pyroclastic flows entered the basin and the pumiceous materials were dispersed in the waters of a shallow lake occupying the entire floor of the Kakuto Basin at that time. Each time a layer of lake sediments ranging from pumice lump aggregates through pumiceous fine sand to banded clay was formed which at present shows remarkable resemblance to the whitish unconsolidated pyroclastic flow deposit locally called "Shirasu" that is wide-spread all over southern Kyushu. Immediately after this, about  $1 \text{ km}^3$  of andesitic magma was erupted at the southern margin of the Kakuto caldera in the form of thick lava flows. The northern part of the flow reached the above-mentioned lake sediments and partly overflowed them. The weight of the thick lava flow caused a plastic deformation of the unconsolidated layers of the two pumiceous sediments (the lower Ikemure formation and the upper Kyo-machi formation) and parallel anticlinal and synclinal structure was formed peripheral to the flow front of the lava. A symmetrical cone about 200 m high with a small top crater was formed at the vent (Iimori-yama). The paleo-Kauto lake was drained and the lake sediments were partly eroded to form terrace along the margin of the Kakuto Basin.

A swarm of shallow earthquakes, with several shocks with intensity larger than 5, occurred beginning early February, 1968, and reached a peak in the period from February to March. The epicentral region is located right at the center of the Kakuto caldera with a radius of about 4 km. Because of the shallowness of the epicenters the damage was restricted to a limited area. However marked correlation exists between the percentage of damaged houses and the surface geology as shown in Fig. 5. Land slides and rock falls are numerous in the area of the pumiceous lake sediments, but there is no indication of fault movement or regional crustal deformation. In view of the several occurrences of volcanic microearthquakes and tremors observed during this period close to Shinmoe-dake, one of the active craters of the Kirishima Volcano group, the condition of the crater was inspected on March 13. No surface sign of renewed eruptive activity was found.

付表 火山岩の顕微鏡的記載

岩 体	番 号 (SA68-)	採 集 地	斑			
			斜長石	しそ輝石	普通輝石	かんらん石
真幸変朽安山岩	030213	真幸駅南東 400 m	卅一部変	+変 <sup>1)</sup>	+一部変	—
	030214	同 200 m	卅一部変	+(?)	?	?
加久藤火山岩	030223	山 下	卅	+	+	—
	022818	下川添一蔵元間	卅	+ <sup>3)</sup>	+ <sup>4)</sup>	+ <sup>5)</sup>
	022819	同 上	卅	+ <sup>6)</sup>	+ <sup>6)</sup>	—
	030307	加久藤, 国道 221	卅一部変	+一部変	+一部変	—
	030308	見晴し台, 国道 221	卅一部変	+	+	—
	031222	八 幡, 国 道	卅	+	+	—
	050118	平 木 場	卅	+	+	+ <sup>5)</sup>
栗野安山岩	022814	吉松—栗野岳温泉間	卅	+	+	—
	022815	同 上	卅一部変	+	+	—
白鳥安山岩	031312	白鳥温泉	卅	+	+	+ <sup>5)</sup>
	031313	白鳥温泉—えびの間	卅	+	+	+ <sup>5)</sup>
	031311	門 前 北 東	卅	+	+	—
白紫池溶岩	022908	赤 子 橋	卅	+	+	—
	022913	轟 滝 北 東	卅	+	+	—
	022912	轟 滝 西 岸	卅	+	+	—
飯盛山溶岩	022613	吉 林—楠 辺 間	卅	+	+	—
	022615	楠辺—桃ヶ迫間石切場	卅	+	+ <sup>4)</sup>	+
	022803	岡元小学校北西	卅	+	+ <sup>4)</sup>	—
	022712	楠 辺 北	卅	+ <sup>3)</sup>	+	—
	022811	飯 盛 山 斜 面	卅	+	+ <sup>4)</sup>	+ <sup>5)</sup>
	022812	同 上	卅	+	+	—
	030106	川 添 北	卅	+	+	+
甌 岳 溶 岩	050121	大 迫	卅	+	+	—

註) 変 = 変質, 一部変 = 一部変質,

4) 一部斜方輝石の核あり

8) オートリスを含む,

1) 炭酸塩鉱物および粘土鉱物に変質,

5) 反応縁あり,

9) 鱗硅石,

晶		石 基						
角閃石	不透明鉱物	組 織	ガラス	斜長石	斜方輝石	単斜輝石	不透明鉱物	珪酸鉱物
+ <sup>2)</sup>	+	pilotaxitic	? (変)	≡一部変	+一部変	+一部変	+	?
?	? 変	変→緑泥石, 粘土, 石英脈	? (変)	≡変	?	?	?	?
-	+	hyalopilitic	≡	+			+	
-	+	pilotaxitic	?	≡	+	+	+	+
-	+酸化	hyalopilitic	+	≡	?	?	+	?
-	+	pilotaxitic	+?	+	?	?	?	?
+ <sup>2)</sup>	+	pilotaxitic	+	+	+	+	+	+
-	+	pilotaxitic	?	+	?	?	+	?
-	+	hyalopilitic	+	+	?	?	?	?
-	+	hyalopilitic	+	+	?	?	?	?
-	+	hyalopilitic	+	+	+	?	+	+
-	+	hyalopilitic	+	+	+	?	+	+
-	+	pilotaxitic	+	+	+	+	+	?
-	+	pilotaxitic	-	+	+	+	+	+
-	+	orthophyric 類似	-?	+	+	+	+	+ <sup>7)</sup>
-	+	hyalopilitic <sup>8)</sup>	+	+	?	?	+	+ <sup>9)</sup>
-	+	hyalopilitic <sup>8)</sup>	+	+	?	?	+	+ <sup>10)</sup>
-	+	hyalopilitic	+	+	+?	+	+	+
-	+	hyalopilitic	+	+	?	?	+	?
-	+	hyalopilitic	+	+	?	?	+	?
-	+	hyalopilitic	+	+	?	?	+	?
-	+	hyalopilitic	+	+	+	+	+	-
-	+	orthophyric 類似	-?	+	+	+	+	+
-	+	hyalopilitic	+	+	?	?	+	?
-	+	hyalopilitic	+	+	?	?	+	?
-	+	hyalopilitic	+	+	?	?	+	?

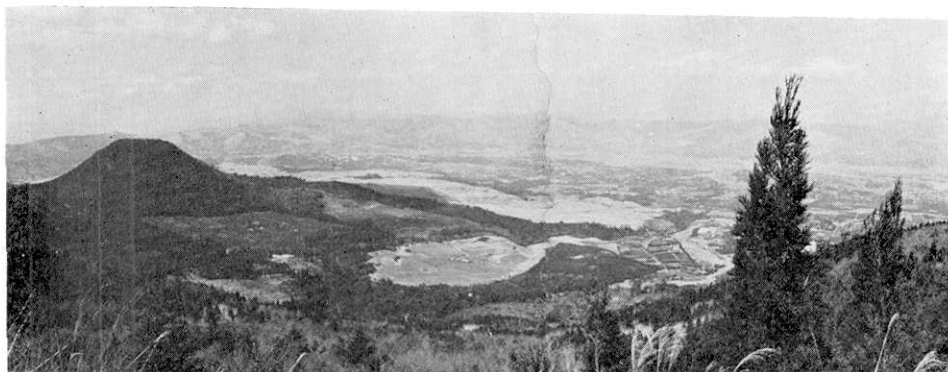
2) オバサイト縁をもつ,

3) 一部単斜輝石の反応縁あり,

6) 一部変質, 鉄鉱の縁あり,

7) 黒雲母あり,

10) クリストバル石.



第6図 白鳥温泉西方から展望した加久藤盆地と飯盛山.



第7図 下浦一桃ヶ迫間車道より西方を望む. 白い崖は池牟礼層下部.  
左手に池牟礼層上部の粘土層がみえる.



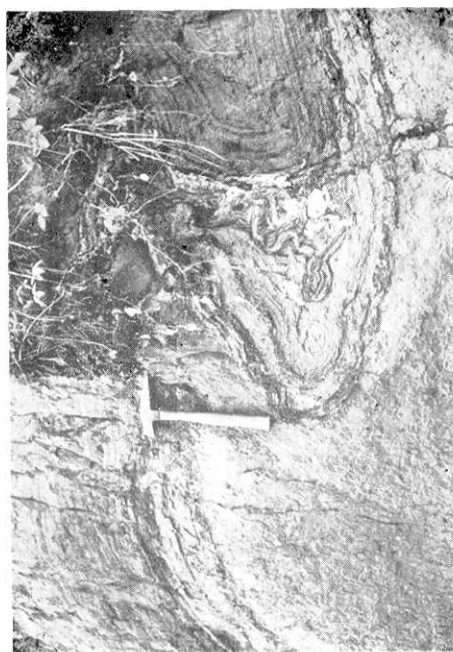
第9図 京町層下部，三吉南方，



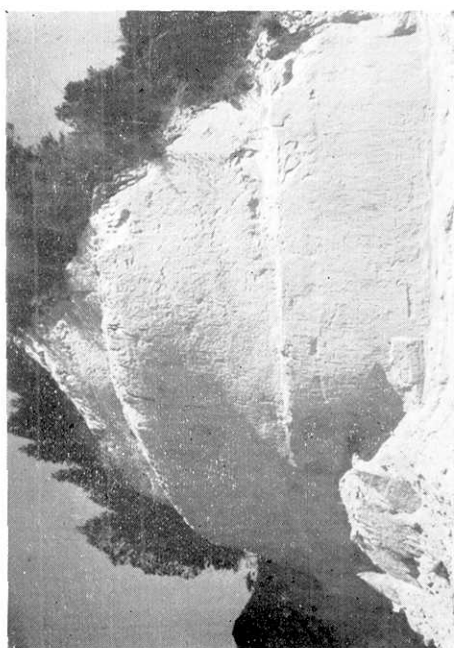
第8図 池牟礼層下部の露頭面，最上部に粘土層がみえる，麓東方，



第 11 図 京町層中の粗粒団塊、吉松東方、



第 13 図 池牟礼層上部の綫状粘土層の層内褶曲、溝園、



第 10 図 京町層下部（粗粒団塊を含む）、東川北、



第 12 図 池牟礼層上部の粘土・シルト層の破片をとりこ  
んだ京町層下部、三吉一岡元間、



第 14 図 北麓から見た飯盛山、右側背景の山が栗野岳。



第 15 図 地震動によつて生じた噴砂孔。京町南西方の水田。





第 16 図 吉松町麓上空より京町方面を望む。中央の半島のような部分が亀沢部落。右手は山崩れのはげしい京町層・池牟礼層の山地。遠方は加久藤火山岩類の山稜。



第 17 図 幣田東部の崖崩れ (中央)。画面中央上端の崖は桃ヶ迫北方の弧状の丘陵。その頂部には飯盛山溶岩が、崖面の大部分には京町層・池牟礼層が露出する。





第 18 図 幣田東部の段丘の縁の崩壊.



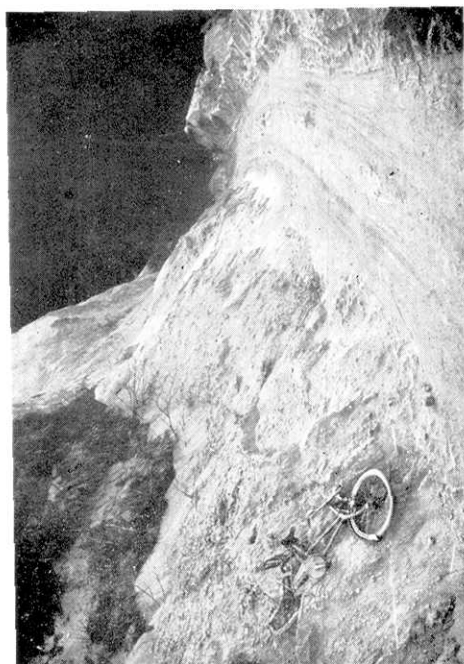
第 19 図 亀沢東方の水田中の噴砂の分布. 旧河川の流路の方向に平行に配列している.



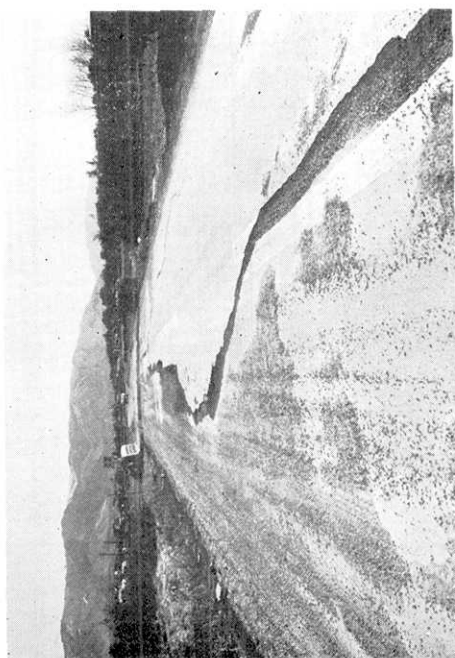
第 20 図 京町およびその南方地域の垂直航空写真のモザイク、画面中央より やや下が池牟礼部落、白色部は池牟礼層・京町層の山崩れ、1968年4月13日撮影、日本林業技術協会蔵版、複製は宮崎県の許可済。



第 22 図 橋は沈下量が少いたため、接合部に生じた喰いちが  
い。



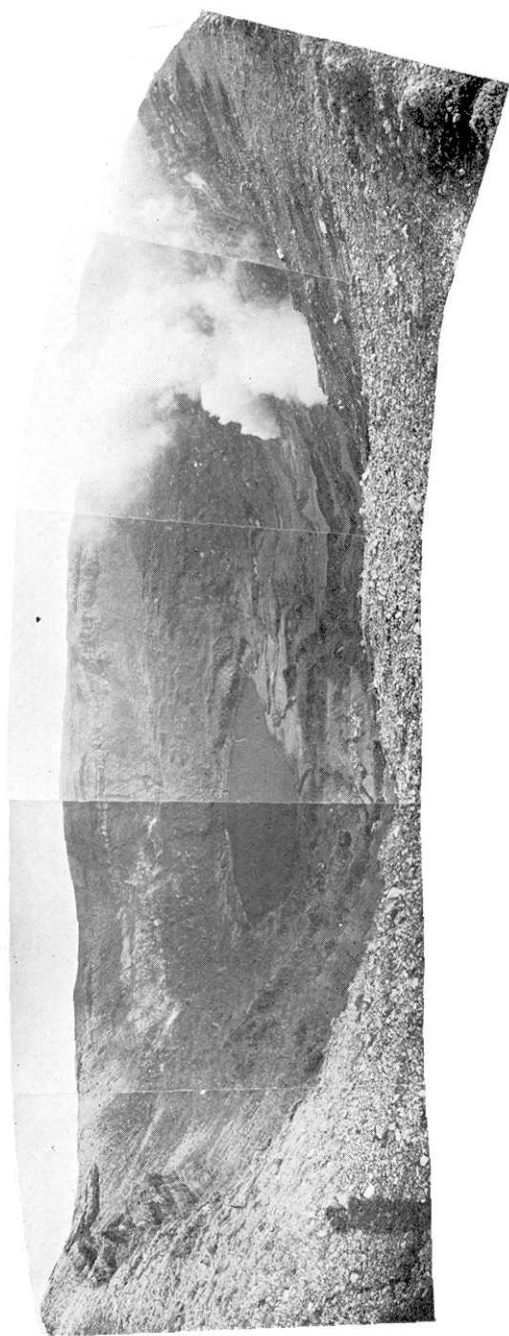
第 24 図 京町層下部の崩落、下浦一桃ヶ迫間車道、崩落し  
た時に自転車にのつた中学生が半ば埋められたが負  
傷はしなかつた、自転車は写真のように変形した。



第 21 図 京町南西方の国道の被害。この附近は盛土により  
道路が高くなつてゐるので、地震動によりはば伸長  
方向に割れ目を生じ全体が沈下した。



第 23 図 池牟礼部落北方の農道。堤防状に高く盛土した部  
分なので、道路に平行に生じた割れ目も著しく大き  
い。



第 25 図 1918 年 3 月 13 日の新燃岳火口、北西縁より写す。



