

えびの・吉松地区地震震源域付近の 地質と地質構造

鈴木泰輔

地質調査所

Geology and Structure of the Ebino-Yoshimatsu Seismic Area, Southern Kyushu

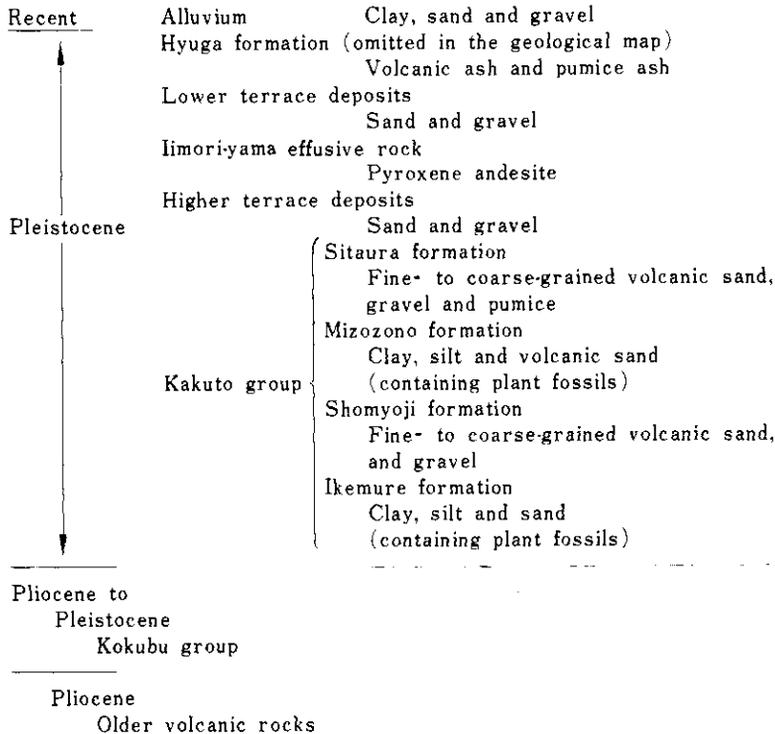
By

Taisuke Suzuki

Geological Survey of Japan, Tokyo

Abstract

A geological survey was done in the southern part of Kyomachi town. The Kakuto group, Iimori-yama effusive rock, and terrace deposits are main constituents of this area. The Kokubu group and older volcanic rocks are only recognized from drill cores. The geology of this area is briefly summarized as follows.



Local disturbance of the Kakuto group (lucustrine deposits) is only observed within the studied area in the Kakuto basin. The disturbed area is situated just on a trend of the younger Kirishima groups which extend NW-SE. Volcanic activity which occurred after the deposition of the Kakuto group might have resulted in the local disturbance of the group in the limited area.

1. はじめに

1969年1月から2月にかけて約20日間をわたり加久藤盆地および周辺地域の地質調査を行った。本報はこの結果をまとめたもので、国鉄吉

都線加久藤駅から吉松駅を結ぶ線以南の約20km²の範囲にあたる(図1, 図2)。

この地域および周辺の地質については、伊田ほか(1948, 1951, 1956)による論文のほか、

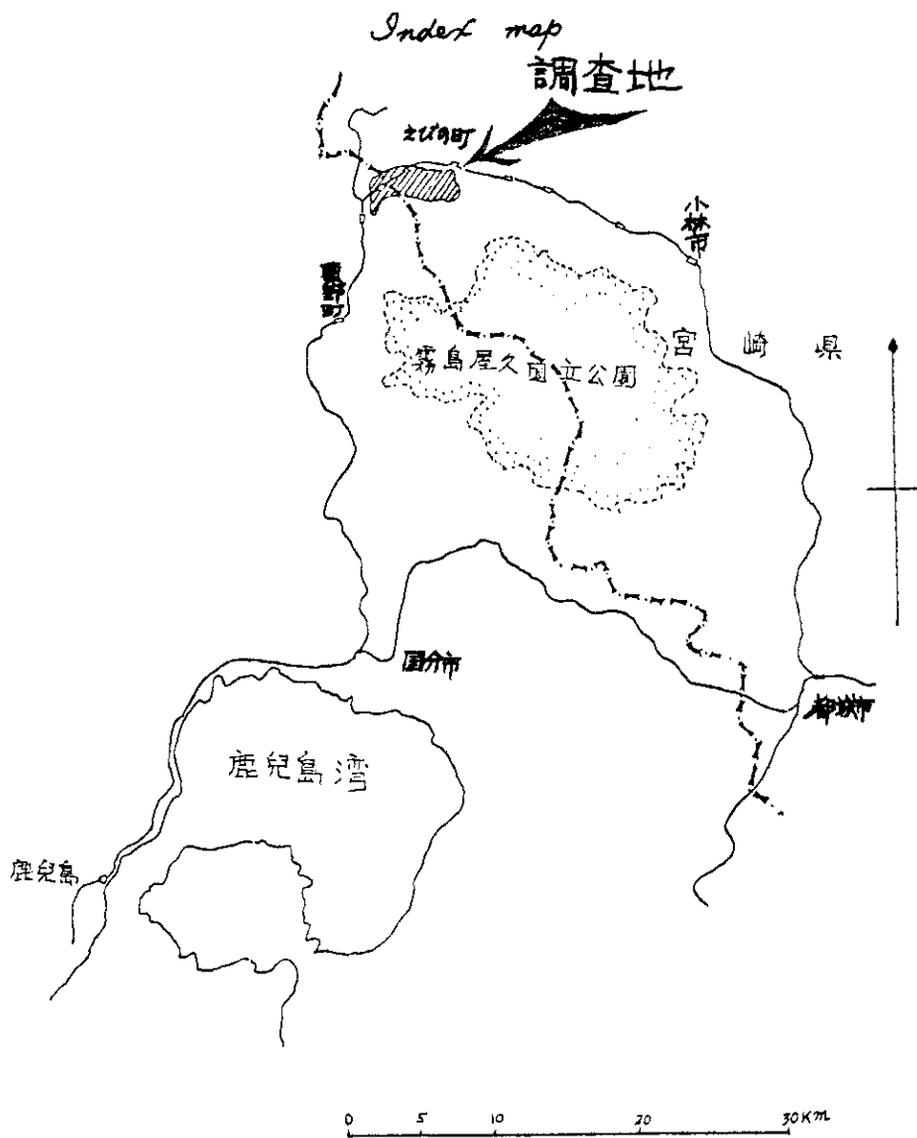


図1 調査位置図

Fig. 1. Index map.

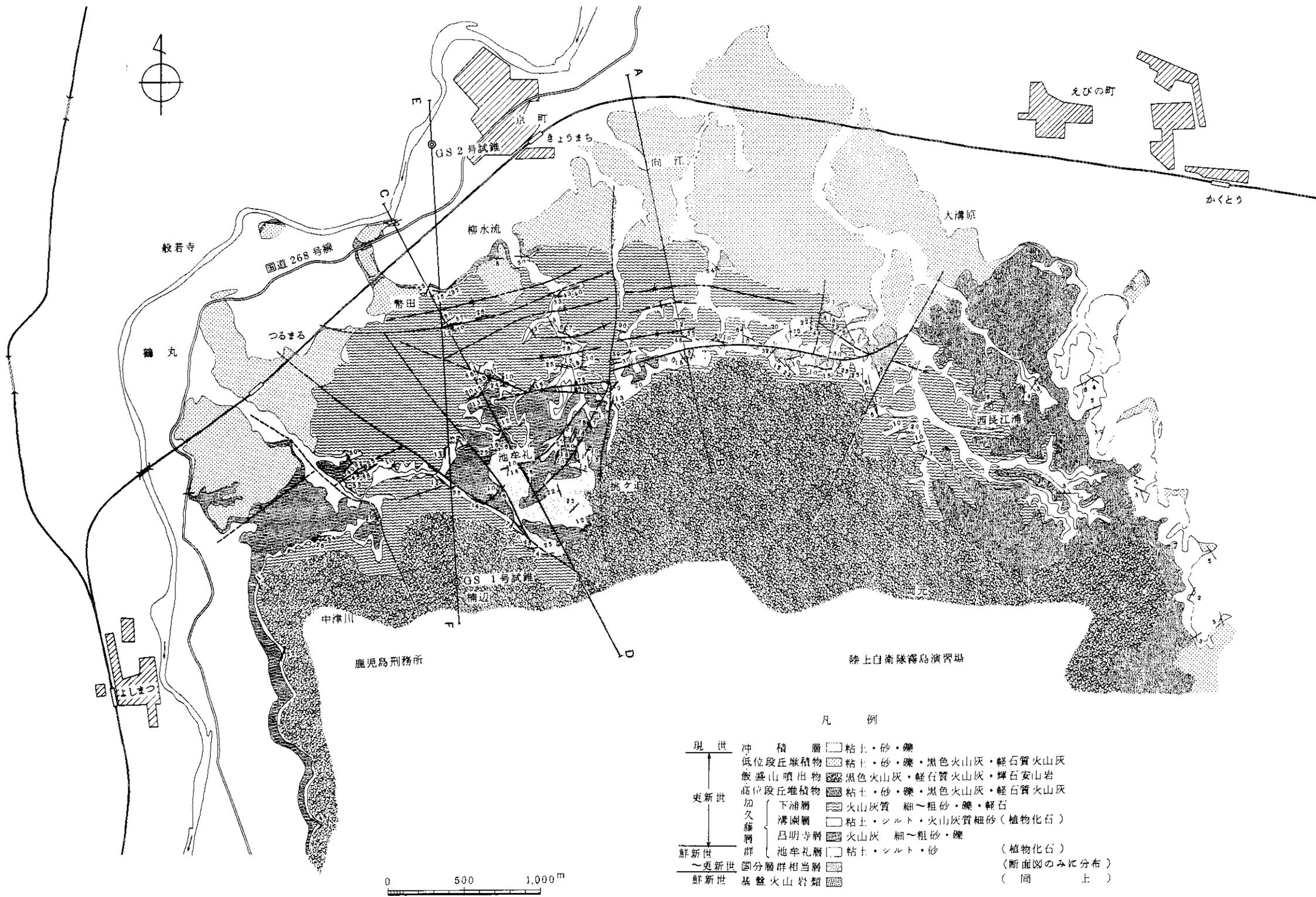


図2 京町南方地域の地質図

Fig. 2. Geologic map of the area to the south of Kyomachi, Miyazaki Prefecture.

最近になってえびの・吉松地区地震に関連した荒牧(1968)の報告がある。荒牧は伊田らのたてた層序区分を再定義し、独自の層序区分を主張した。本調査は見分け易い岩相の差によって層序・構造を追跡した結果大よその区分が伊田らと合致した。このため、一部の層序および地層対比などに若干の改訂を加えながらも大部分は伊田らによって提唱された地層名を踏襲している(図3)。

2. 基盤火山岩類

地域内には露出していない。しかし、加久藤盆地の周辺部には真幸変朽安山岩、加久藤安山岩類、栗野安山岩類などが分布し、本地域の直接の基盤をなすものと考えられている。ここではこれらを一括して基盤火山岩類と総称した。

京町の真幸小学校横で実施されたGS2号試すいでは、深度370m付近に安山岩類が確認されておりこれは加久藤カルデラ壁を構成する基盤火山岩類と対比されている(図4)。

3. 国分層群相当層

京町観光ホテル温泉試すいでは61mから225m付近までに認められる地層は地表に現われていない別個の地層と考えられており、花粉化石のうち *Fagus* sp. が多数含まれることから国分層群^{注1)}に對比可能であることが予想される。この地層は更に電検、放射能検層などによってGS2号試すいの77m付近から370m付近までに對比され同層の存在が確かめられている。

国分層群は鮮新世末期ないし更新世初期と考えられている地層で、国分市から始良郡一帯に広く発達するほか鹿児島県内の各所で認められる広範な分布を示す地層である。本地域に比較的近い露出地は10km南西方の栗野町周辺である。本地域では新期たい積物によって覆われるため地表ではみられないが、同層群相当層を推定することは妥当であろう。

なお、最近荒牧¹⁾によって再定義された加久藤層群は本層とほぼ共通していると見ることができると。

4. 加久藤層群

下位の国分層群相当層とは恐らく不整合関係と考えられるが直接の観察点がないため詳細は不明である。

岩相上から池牟礼・昌明寺・溝園および下浦の4層に区分できる。

池牟礼層

地域のほぼ中央南部の池牟礼部落付近および川内川付近にわずかに露出する。本層は地表で観察できるのは最上部の20m程度に過ぎないが、GS2号試すい資料によって検討すると層厚約100mと推定できる。

地表部では灰白～暗灰色粘土・シルトよりなり、細～粗にわたる薄砂層・スコリア質砂などをきょう有し一般に層理明りょうな地層である。また、全般に軽石粒を不規則に含むほか、けいそう類・植物化石を多産する。尾上亨によれば、*Abies* (?) sp., *Picea* sp. cfr. *jezoensis* var. *hondoensis* REHDER, *Pinus* sp. cfr. *thunbergii* PARL, *Thuja standishii* CARR, *Quercus crispula* BLUME, *Quercus glauca* THUNB., *Cinnamomum japonica* SIEBOLD, *Ternstroemia gymnanthera* SPRAGE, *Acer diabolicum*, *Acer mono* MAXIM, *Osmanthus ilicifolius* MOUILL. など圧倒的に暖～温帯種が多く、わずかに温～寒帯種を含む。数少ない温～寒帯種は当時の相対的高所から由来したものであろう。けいそう類は、地表の露出部に限り量はかなり多いようである。

昌明寺層

地域の中央部と西部に比較的良好に露出するほか地域全般にかけ背斜構造の翼部として分布している。層厚約70m。基底部にはシルトれき、軽石れきおよび団塊などを含むが、主として分級度のよい火山灰質砂よりなり一般に軟質である。中～上部は無層理であるのに対し、下位は明りょうな層理面をもつ。伊田が報告している灰色泥岩は地域内の本層中に存在しない。

本層は火山ガラスの破片が圧倒的に多量であるが、重鉱物組成^{注2)}をみるとしそ輝石・普通輝石のほか普通角せん石などが含まれている。

本層は大部分の軽石粒が分級のよい点から恐らく古加久藤湖に水中たい積した降下軽石であろうと推定される。

溝園層

下位の昌明寺層を整合に覆い、地域の東西にわたってよく追跡できる。層厚は東に厚く西に至るに従い薄くなる傾向を有する。すなわち、東方の長江川谷いで40m以上で最もよく発達するのに

地 尸 名 (尸厚m)		柱 状	記 事	対 比	
				伊田(1956)	菅牧(1968)
沖 積 尸		~~~~~	粘土・砂・礫	沖積尸	沖積尸
日 向 尸		▲▲▲▲▲	黒色火山灰土 大礫層状 黄褐色 軽石質火山灰土 ローム状 火山灰土	日向尸	———
低位段丘堆積物		○○○○○○	粘土・砂・礫、鶴丸〜大湯原標高220~250	低位段丘積尸	低位段丘堆積物
飯盛山噴出物		▲▲▲▲▲	輝石安山質溶岩、泥流	———	低位段丘堆積物 精進原庄 飯盛山溶岩流
高位段丘堆積物		○○○○○○	粘土・砂・礫、大湯原角力〜岡玉庄標高250	高位段丘積尸	高位段丘堆積物
加 久 藤 尸 群	下浦尸 (90)		軽石流の水中堆積物 軽石・火山灰質 細〜粗砂 下位に泥礫、軽石団塊多く含む。	下浦尸	京町尸
	溝園尸 (8~40)		上部、灰青〜暗灰色の粘土、シルトを主とし スクリヤ質砂、白色珪酸塩粘土を伴う。 Umicule 小団塊、夾在。 中部、軽石質細砂、溝園付近で20mm 程度に粗砂を含む。 下部、スランピング構造の堆積相を示す 灰青〜暗灰色粘土、シルト細砂を スクリヤ質砂、白色珪酸塩粘土を伴う。 植物葉化石少量含む。	溝園尸	池 牟 礼 尸 上 部
	昌明寺尸 (70)		降下軽石の水中堆積物 下浦尸に比し 全般的に分級の 粗より細砂が主体。 下位は 尸理明瞭 泥礫、軽石団塊含む	昌明寺尸	下 部
	池牟礼尸 (20+)		灰白〜暗灰色粘土、シルト、細〜粗砂の 砂を伴う。尸理明瞭 上部は珪藻類、植物化石多量	池牟礼尸	

図3 えびの南方付近の地表地質柱状概念図

Fig. 3. Generalized stratigraphic sequence and column of the area to the south of Ebino.

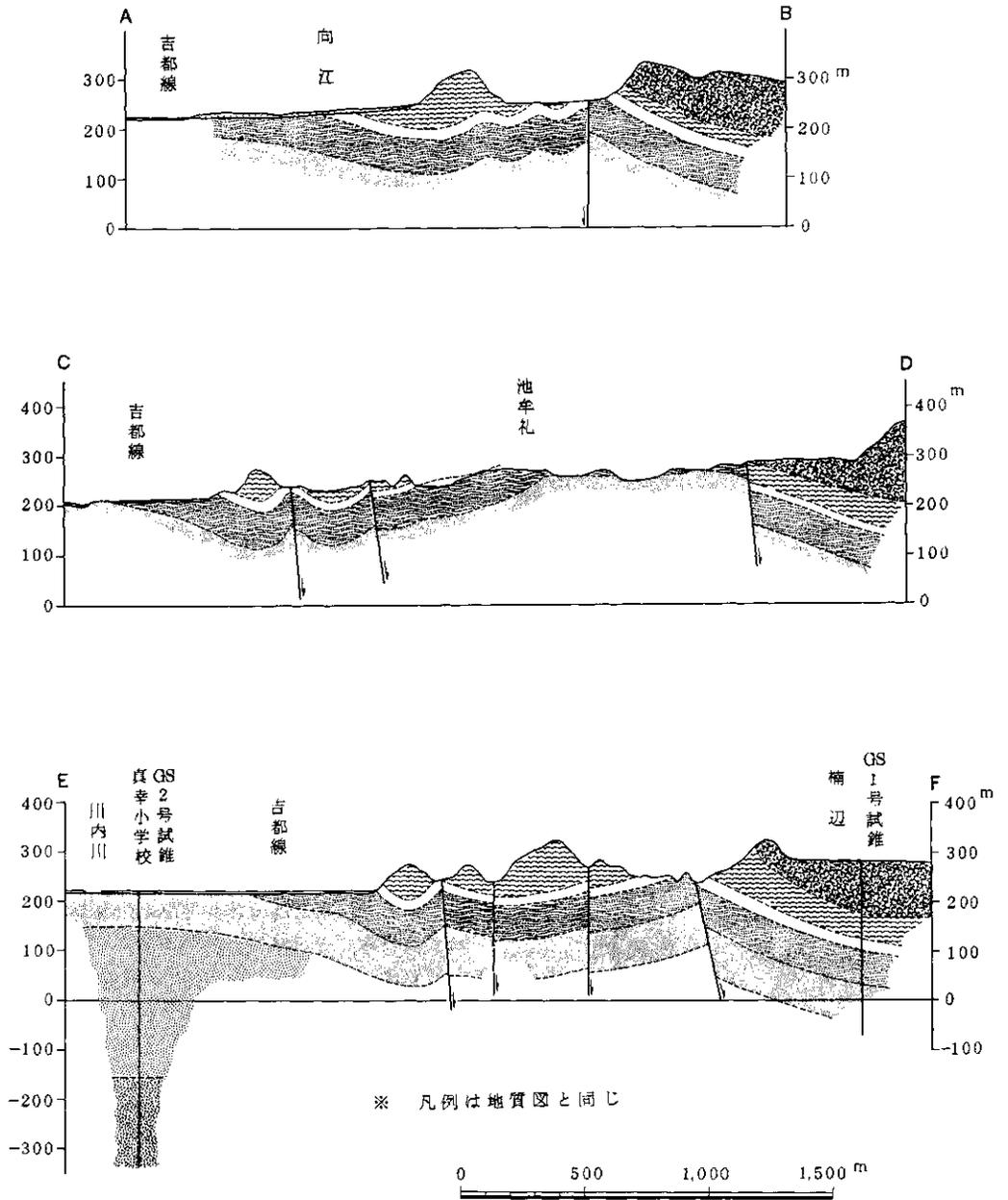


図4 京町南方付近の地質断面図

Fig. 4. Geologic section of the area to the south of Kyomachi.

対し、中央部柳水流の沢では16~17 m、西部吉松町東方の丘斜面では7~8 mとなる。

本層は下部と上部が殆んど同質の粘土・シルトよりなり中間に火山灰質の砂をはさむ。この組合せは柳水流および池牟礼南方付近より東方長江川沿いの西長江浦にかけてよく観察できるが、西方の鶴丸南東の沢および吉松町東方ではその特性が失われている。なお、吉松南東方では粘土・シルト互層に後述する飯盛山噴出物が直接重なる。上下に存在する粘土・シルト層はともに両者の互層で、これらに加えしばしばスコリア質砂、白色凝灰質粘土の薄層をきょう有し薄葉状の細互層を呈する場合がある(写真1)。長江川西岸や柳水流



写真2 溝園層中にみられるスランピング構造
長江川西岸 西長江浦付近

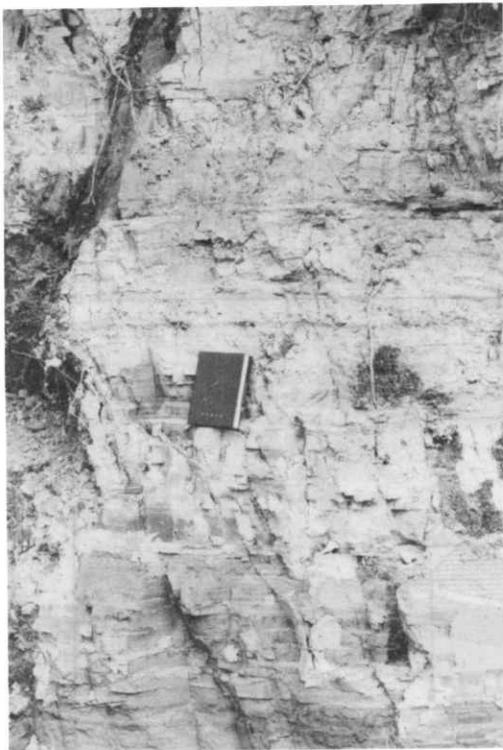


写真1 溝園層の粘土・シルト細互層
長江川西岸 竹中付近

の沢の枝沢に分布する本層下位の粘土・シルト互層中には、たい積時の表層地すべりを示す激しい層内しゅう曲構造が認められる(写真2および3)。また、上部の互層中にはらん鉄鉱の小団塊および植物化石が少量含まれている。

火山灰質の砂はそのほとんどが火山ガラスの破



写真3 溝園層中にみられるスランピング構造
柳水流南方の沢の枝沢付近

片を主体とし、少量のしそ輝石・普通輝石その他などで構成されている。同砂は上下に存在する粘土・シルト互層に比し層厚変化が激しく、東厚西薄であるが、溝園層全体の層厚変化はむしろ本砂層の層厚変化が反映した結果である。

下浦層

全層厚90 mに達し、地域内に広く分布している。

ほとんど火山灰質砂・軽石などから構成され、火山灰質のれき・シルトレきなどを含む。層理は一定でなく、大豆〜くるみ大にわたる軽石が不規則に含まれるほか、しばしば偽層を呈してとうた不良のたい積を示す。とくに本層下位から基底にかけては粒度が粗く、ときに2 m×3 mにおよぶ軽石団塊を含むほか軽石れきのみからなるれき層、あるいは同れきとシルトレきを混じえたれき層となる場合が多い。

火山灰質砂は下位の昌明寺、溝園層中のものと同じく、火山ガラスがその大部分を占め石英を含む。重鉱物はしそ輝石が最も多く、普通輝石・少量の普通角せん石その他などである。このうち、普通輝石は東部でやゝ多く、西部では殆んど認められない。^{注2)}

本層は沢村⁸⁾ほか、荒牧によって始良火山入戸軽石流の水中たい積であることが指摘されている。恐らく基盤火山岩類および下位地層分布地域の地形低所に沿って南西側から進入したものであろう。また、鉱物組成に変化のあることは本層が決して一定の条件内にたい積しなかったことを意味するものと思われる。

伊田⁴⁾⁵⁾、荒牧は下位溝園層との関係(荒牧による京町層と池牟礼層上部との関係)を一部不整合としているが、今回の調査では結論を見出していない。すなわち、両層の境界はしばしば異常たい積を示し、地層の逆転している場合すら認められるが、軟弱な粘土・シルト上に急激に軽石流が進入したたい積相を考えると一見下位を削はくしたかのような露頭現象も時間的間隔なしで解釈できる。一方、基底部に粗粒物質を多く含むこと、向江南方でみられるようにしゅう曲翼部に溝園層のシルトが頭部を現わす地点では、急斜する下位の構造と無関係に本層が重なっていること、また、溝園層の東厚西薄傾向の事実のほか西部において粘土・シルト互層が2枚の組合せで観察できないことなどあるいは本層たい積前に削はく作用が行なわれていたのかも知れない。

5. 高位段丘たい積物

地域東部大溝原南方付近から椿掘、岡元付近に至る間の標高250~270 mにわたる丘陵上に分布する。

円れきを主体とし、粗砂・粘土を伴うが諏訪神社裏では2 m前後であった。

本たい積物は地域内では下位の加久藤層群を覆い、新期の飯盛山噴出物や黒色火山灰・軽石質火山灰などに覆われている。

6. 飯盛山噴出物

地域南部一帯の丘陵上には多孔質黒色安山岩が分布する。これは地域外南方約5 km 付近に整った円すい形の火山体として独立している飯盛山(標高846.3 m)の噴出物である。

分布地域の大半は同噴出物初期の産物である泥流部が広く発達しているいわゆる“流れ山地形”を形成している。また、岡元一備辺の南部には溶岩流がみられる。

本地域では最大170~180 mの層厚をもち、下位の加久藤層群各地層をそれぞれ覆う。ほとんどが輝石安山岩質溶岩で、検鏡結果は沢村⁸⁾ほか、荒牧¹⁾らに詳しい。

7. 低位段丘たい積物

地域の東北部から西南部にかけて川内川が下行しつつ南下するが、同川の南一東岸にあたる本地域には広く河岸段丘が発達している。大溝原一下浦一鶴丸に至る間の標高220~250 mにわたる平坦面がこれにあたり、れき・粗砂などで構成されている。

8. 日向層

本層は、灰白~黒色火山灰土・黄かっ色軽石質火山灰土およびスコリア質火山灰砂などより構成される。

加久藤層群それぞれの地層、飯盛山噴出物および各段丘面上など地形高低の別なく不規則に覆っている。厚さは一定でなく、また、たい積の順序も場所により異なっている。観察された限りでは、火山灰土約1 m、軽石質火山灰土最大3 m以上、スコリア質火山砂3 m前後であった。なお、本層中、スコリア質火山砂は大溝原南方から西長江浦付近と備辺から岡元に至る間の丘陵平坦面上に発達し、西部鶴丸付近ではあまり認められない。

本層は便宜上地質図から省略してある。

9. 地質構造

本地域の地質構造を概観すると、やや複雑な地帯およびほとんど変形を受けていない地帯とにわけられる。すなわち、地域の大部分を占める鶴丸一大溝原南方には、東西もしくは北東一南西方向を示す3背斜向斜とこれらを切って北西一南東および北東一南西方向などに走る数条の断層が発達する(図5)。これに対し、東部の長江川西岸付近および西南部吉松町東方付近はほとんど変形を受けていないかわずかな変動を受けているに止まる。

しゅう曲の軸部付近は一般に地層が乱れ、傾斜がやゝ急である。とくに顕著な背斜構造を示す部

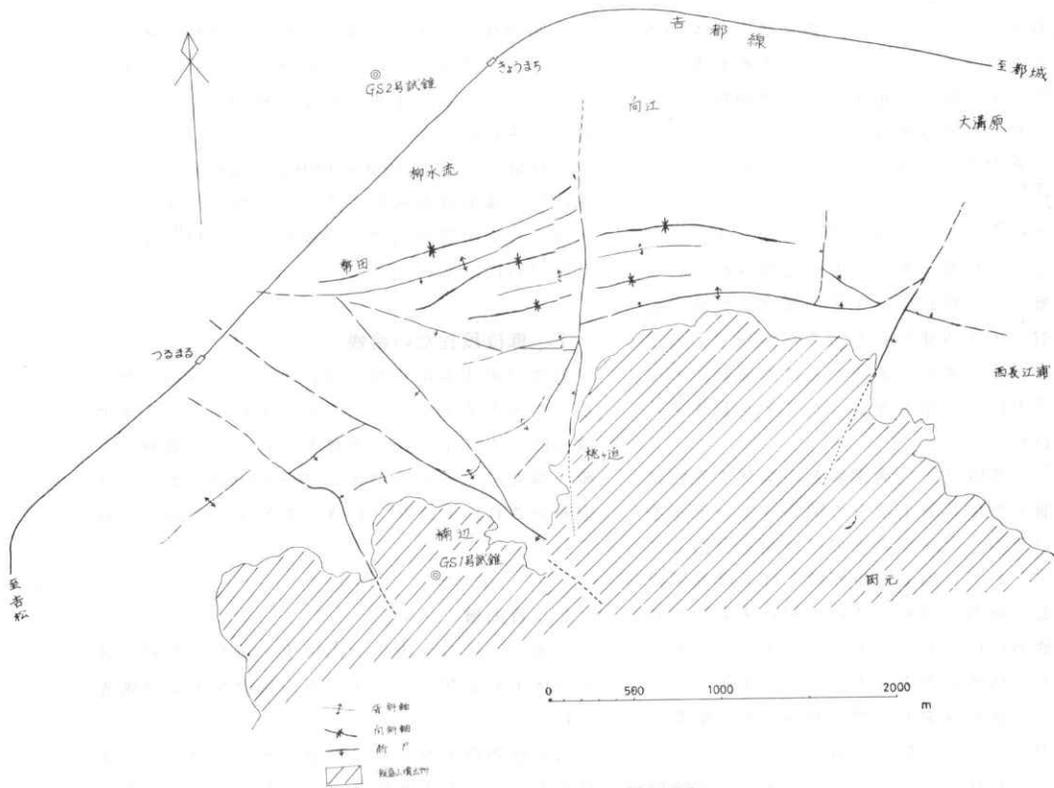


図5 地質構造図

Fig. 5 Tectonic map

分は軸部が断層となっている。

断層は楠辺部落北東の沢でみられる北西-南東性のものが最大で池牟礼層と溝園層が接し、層間落差100mに達する(写真4)。次いで上述の断層とはほぼ平行して南側に存在するものが約50mの落差を有し、他はいずれも20m以下の断層である。



写真4 断層の影響によって急傾斜を示す溝園層
—断層は右手の沢中にある—
池牟礼南方付近

本地域の地質構造について伊田、荒牧らは、西諸県郡から小林市にかけての広範な地域における更新統分布地域中でも局部的な変形運動であることを指摘している。この特異な変形の原因について伊田は霧島新期諸火山の火山活動伸長方向に関連することに着眼し、荒牧は飯盛山岩溶流の重みによる不同沈下の結果であることを推論している。本報では次のように推考した。

1. 霧島新期諸火山に属する新燃岳、白紫池、飯盛山を結ぶ北西-南東方向の構造線が存在し、本地域はこの延長線上に該当すること(図6)。
2. 断層の最大落差は100mに達する大規模なものである。
3. 変形は加久藤層群たい積後に完成されており、同層群最上部の地層は第四氷期に属すること⁷⁾から運動時期がかなり新しいこと。

以上のことから加久藤カルデラの湖に加久藤層群のたい積が一応終るまではほとんど静止かそれに近い状態であった。その後、基盤岩類の弱線に

沿って火山活動があり構造線上にある地層に下位の変動による反映として変形運動が生じた。この場合、火山活動は地下深所であってもよい。さら

変動の延長と考えることができる。

注

- 注1) 国分層群中部には植物化石を多産し、特に *Fagus* を顕著に含むことが知られている。
 注2) 佐藤良昭鑑定

参考文献

- 1) 荒牧重雄(1968)：加久藤盆地の地質 — えびの・吉松地域の地震に関連して —。地質研究集報 Vol.46, p.1325-1343.
- 2) 有田忠雄(1957)：加久藤カルデラの提唱(演旨) 地質学雑誌, 第63巻, p.443~444.
- 3) 伊田一善(1948)：南九州の天然ガスと地質について。石油技術協会誌 第13巻, p.251~259.
- 4) 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。地質調査所月報 第2巻, p.178~184.
- 5) 伊田一善・本島公司・安岡昇(1956)：宮崎県小林市付近天然ガス調査報告。地質調査所報告, 168号.
- 6) 鹿児島地学調査研究会(1967)：20万分の1地質図および説明書「鹿児島県の地質」。鹿児島県。
- 7) 鹿児島県地学会(1968)：かごしまの自然 — 地史と岩石 —。第一学習社。
- 8) 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」。地質調査所。

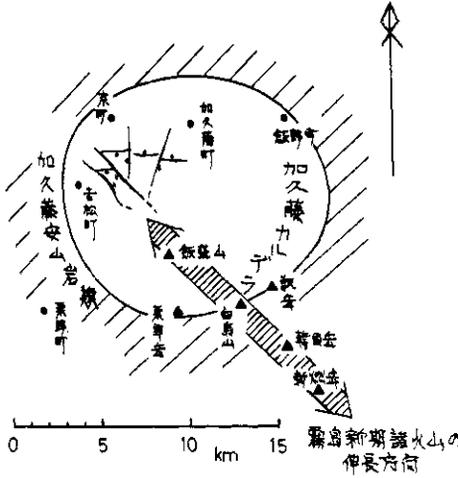


図6 霧島新期諸火山と断層の位置

Fig. 6. Relation between the trends of the younger Kirishima volcanoes and the faults in the Kakuto caldera district.

に飯盛山火山活動などが続き、一層変形を助長したものとも考えられる。

なお、今回発生したえびの・吉松地区地震は、その震源域が上述した局部的変形構造地帯内にあたり、加久藤層群たい積後に行われた激しい地殻