

九重火山群北麓地域に見出された更新世の転倒褶曲とその意義

村岡 洋文* 鎌田 浩毅* 長谷 紘和**

MURAOKA, H., KAMATA, H. and HASE, H. (1980) Tectonic significance of the overturned fold found in the northern flanks of the Kuju volcano group. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 31(12), p. 599-608.

Abstract: The Hohi region, one of the major volcano-geothermal areas in Kyushu, was generally accepted to have been subjected to N-S extension tectonics since late Tertiary time. In our recent survey, a bunch of N-S trending folds whose axes systematically plunge into the north, was found along the upper reaches of the Kusu river nearby Shishimuta. The degree of shortening of the folds across the zone tends to become larger southward. The zone is also characterized by a close association of N-S reverse fault system. We propose to name the zone "Shishimuta fold zone". One of these folds is overturned, involving the Plio-Pleistocene Kusu Group and the Pleistocene Hohi Volcanic Complex without the Kuju Volcanic Complex.

The Shishimuta fold zone shows the presence of E-W compression tectonic stage in the Hohi region during a time interval between the product of the Hohi Volcanic Complex and the Kuju Volcanic Complex. Structural weakness of the zone may have controlled the activities of magma and geothermal fluids, especially in a southern extension of the zone beneath the Kuju volcano group.

1. ま え が き

1980年1月から3月の間、2度にわたり、九重火山群北麓地域の玖珠層群を主な対象として、層序と断裂系の調査を行った。この過程で、鮮新～更新統の玖珠層群とその上位に重なる更新統の豊肥火山岩類を巻き込むN-S性の転倒褶曲を見出した。“活褶曲”を第四紀の褶曲という意味で広義に用いるならば、この褶曲は活褶曲といえることができる。これは本地域の地質構造や造構史の上だけでなく、火山・地熱活動を規制する構造としても注目すべきものである。そこで、上記調査の全般的な報告に先立ち、ここに本褶曲の概要を記載し、その意義を論述することにする。

九重火山群北麓地域の調査の機会を与えられた地質調査所の小川克郎地殻熱探査課長に厚くお礼申し上げる。

2. 地 質 概 要

第1図に調査地域の位置を、第1表に層序の概略を示す。

玖珠層群は本地域に露出する新生界の最下部を成すも

* 地殻熱部

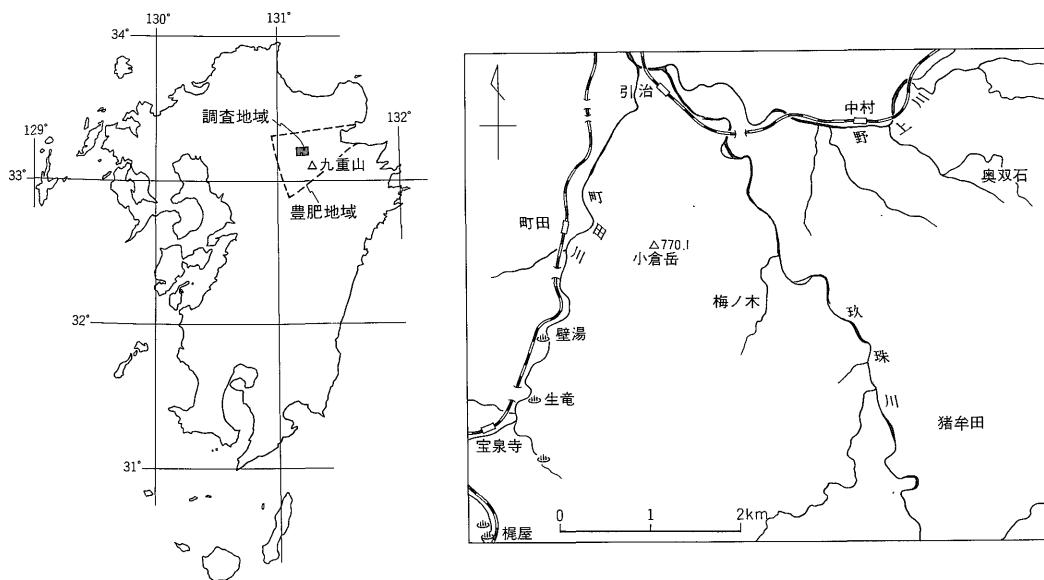
**元地殻熱部(現新エネルギー総合開発機構)

ので¹⁾、露出する限りでは、その最下部と中部は流紋岩質～石英安山岩質の溶岩及び火砕流堆積物、その他の部分はほとんどが凝灰岩、泥岩、シルト岩、砂岩の互層からなる。後者はおそらく大部分が湖成堆積物で、一般によく成層している。このため、火山噴出物が主体をなす豊肥地域²⁾においては、地質構造把握の面で貴重な指標となる。中部の火砕流堆積物は、松本ほか(1973)によって中村火砕流とされた水中火砕流で、側方連続性がよく鍵層として有能である。久大線中村駅付近から奥双石付近にかけては、中村火砕流より上位の玖珠層群がよく露出しており、それから珪藻土が採掘されている。玖珠層群の時代については、更新統(首藤, 1962)、上部中新～鮮新統(林, 1959)、上部中新統(松本ほか, 1973)などの諸説がある。しかし、最近得られたフィッシュントラック年代によれば、更新統説が有力である³⁾。従って、ここでは基本的には更新統説の立場をとるが、下限の時代が鮮新世までさかのぼる可能性もあるので、一応、鮮新

1) 筆者らの調査によれば、本地域内で、従来宇佐層群相当層とされたもの(松本ほか, 1973)は、玖珠層群下部の町田溶岩より上位層であることが判明している。

2) ここでは北限を松山-伊万里線、南限を大分-熊本線、及び西限を日田と阿蘇山とを結ぶ線によって囲まれた、先新第三系の露出をほとんど欠く火山・地熱地域を指す。

3) 玉生の未公表資料による。



第1図 調査地域位置図
Locality map of the studied area.

第1表 層序概略と造構史
Stratigraphic sequence and tectonic history.

時代 $\times 10^4$ 年	地質系統	造構史
完新世	阿蘇火砕流堆積物 九重火山岩類	N-S 伸張テクトニクス
		E-W 短縮テクトニクス
更新世	豊肥火山岩類	
	玖珠層群	N-S 伸張テクトニクス
鮮新世		

～更新統と考えたい。

豊肥火山岩類は玖珠層群を不整合に被覆し (松本ほか, 1973の玖珠川不整合), 輝石安山岩の溶岩と火山角礫岩とからなる。その広大な溶岩流原面の名残りをとどめる卓状台地は現在なお部分的に保存され (首藤, 1962; 池田, 1979), その活動時期は更新世前期とみなされる (松本, 1963)。

上記の地質系統の露出は, 九重古期の鹿伏岳溶岩, 阿蘇火砕流堆積物, 九重新期の飯田軽石流堆積物などより新期の火山噴出物の広範な分布により, 断片的となっている。

なお, 万年山溶岩は豊肥火山岩類活動後, 九重火山岩類活動前に噴出したもので, 池田 (1979) はその噴出機構を造構環境と関連づけて興味ある考察を行っている。

しかし、本地域には万年山溶岩が分布せず、万年山溶岩と後述の褶曲時相との時代関係は明らかでない。

豊肥地域は多数の E-W 性リニアメントによって特徴づけられ、本地域もその例外ではない。これらリニアメントの多くは活断層の反映であり、断層のほとんどは dip-slip 型と推定される (村井・金子, 1975; 池田, 1979)。このことは地震の発震機構の三次元的解析結果からも支持されている (山科・村井, 1975)。豊肥地域は完新世に N-S 伸張テクトニクスの場合であり、同様の応力状態は過去かなり長い間、おそらく第三紀末以降続いていると推定されている (山科・村井, 1975; 村井・金子, 1975)。

3. 転倒褶曲の性状

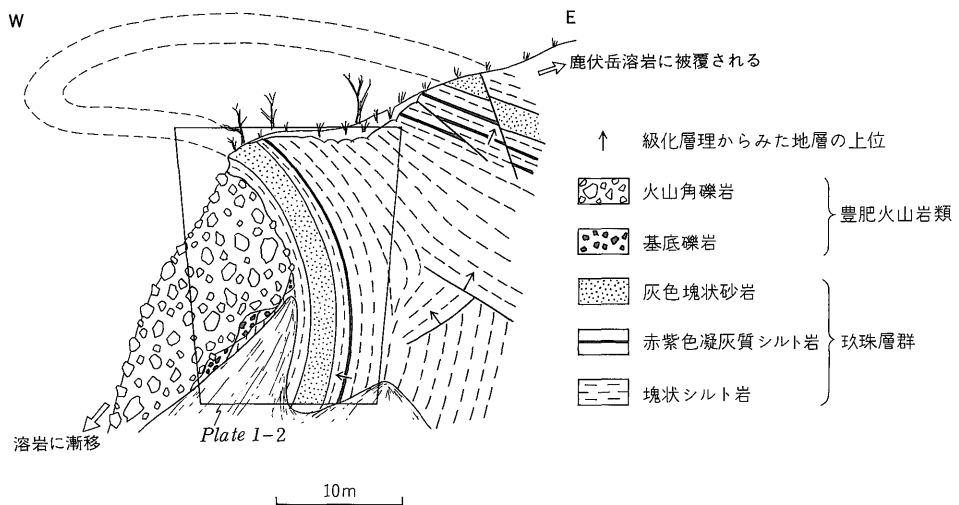
玖珠川が、その支流鳴子川 (九酔溪) と合流する地点から約 500m 北方の玖珠川東岸 (第 4 図の loc. 1) には、豊肥火山岩類がみかけ上、玖珠層群の下位に露出する大規模な崖がある (plate 1-1)。筆者らは、この露頭を詳細に検討した結果、ここに西フェルゲンツのメソスコピックないしマクロスコピック・スケールの転倒背斜が存在し、豊肥火山岩類が玖珠層群のみかけ上の下位に露出する部分は、逆転した背斜西翼部に相当することを確認した。以下、本露頭及びその北方の露頭でみられる転倒褶曲の概要を記載する。

3.1 十三曲り北方地域

玖珠川・鳴子川合流点北方における上記露頭のスケッチを第 2 図に示す。ここでは露頭西端に豊肥火山岩類の

火山角礫岩が露出し、その東側に広く玖珠層群が露出する。火山角礫岩は数 mm-1 m 程度の様々な大きさの本質角礫を主とし、その間隙を細粒の同質物が充てんする。詳細にみると後者の占める割合は大きくなく、本火山角礫岩は自破砕溶岩ないし溶岩流に伴う clinker である可能性がある。事実、本火山角礫岩は崖すそで同質の溶岩に漸移的に移行する。玖珠層群は、層理の不明瞭な塊状シルト岩を主体とする。しかし、第 2 図に示すように、層厚約 2 m の灰色塊状砂岩層と層厚 30-40 cm の赤紫色凝灰質シルト岩層とがはさまれ、これによって構造が把握される。豊肥火山岩類と玖珠層群の間の不整合面は、ここでは玖珠層群の地層面に対して、一部は平行的、一部は不規則・斜交的である。豊肥火山岩類の基底には玖珠層群の塊状シルト岩と判別困難なシルトをマトリックスとし、豊肥火山岩類の亜角礫が散点する 0-3 m の礫岩層が介在する。この礫岩層のマトリックスは、豊肥火山岩類活動時に、玖珠層群の塊状シルト岩の一部が混入したものとみなされる。

背斜西翼の灰色塊状砂岩層や赤紫色凝灰質シルト岩層は高角度で立ち、かつ湾曲している。その上部では東傾斜を、下部では西傾斜を示すため、いずれかが逆転していると考えなければならない (Plate 1-2)。一方、第 2 図に示されるように露頭の東部にも、灰色塊状砂岩層と赤紫色凝灰質シルト岩層の組み合わせが出現し、その層相や層厚は西側のものに類似している。この事実や、数カ所での級化層理の観察 (第 2 図) からして、玖珠層群と豊肥火山岩類が転倒背斜をなしていることは明らかであ



第 2 図 十三曲り北方の崖における露頭スケッチ (loc. 1)
Sketch of a cliff about 500m north of Jusanmagari.

る。軸面付近に層面すべりを含む多数の逆断層が発達し、翼部には少数ながら正断層が認められる。なお、地層の走向・傾斜は変化に富むが、大局的には、西翼下部の非逆転部で $N5^{\circ}W, 70^{\circ}W$ 、東翼では $N26^{\circ}W, 40^{\circ}E$ である。これらの走向・傾斜から褶曲軸は北北西に約 10° プランジしていると推定される。

3.2 猪牟田南方地域

上述の露頭から北北西約500mの付近では、玖珠川が曲流し、西岸が東方へ半島状に突出している。その先端にある2段のえん堤近傍 (loc. 2) に、やはり転倒褶曲が認められる (第3図)。これは前述の転倒背斜の北方延長に位置し、これらは同一の褶曲と考えられる。ここでは小規模ながら、ヒンジ部分の明瞭な2つの褶曲頭部が観察できる。西側のもの (Plate 1-3) は非常に不規則な褶曲形態を呈す。その東翼は断層によって不明となっているが、少なくとも2つのヒンジをもつ polyclinal な褶曲であり、層厚の小さいコンピテント層には微褶曲も認められる。東側のもの (Plate 1-4) は、全く閉じた褶曲形態を示す。露頭に占める拡がりから、おそらく東側のものが主要な褶曲頭部を表わすものであり、西側のものは寄生褶曲 (parasitic fold) の一つであろう。東側の褶曲の軸面は $N3^{\circ}E, 54^{\circ}E$ の走向・傾斜をもち、軸は北に 18° プランジしている。

以上2つの露頭でみると、豊肥火山岩類の基底面は玖珠層群の層理を切り、両者の間に軽微な斜交関係がみられるが、大局的には平行的であり、これらは共に転倒背斜を形成している。なお、本背斜の北方延長は玖珠川か

ら猪牟田に登る道路沿いでも認められ、ここでは軸面は東傾斜であるが、転倒褶曲でなく、翼間角もより増大している。

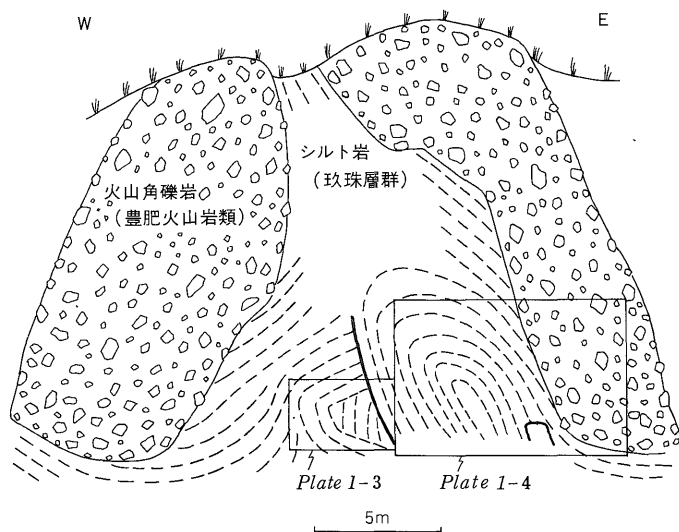
4. 褶曲帯

これまで、九重火山群北麓地域における褶曲の代表例として、転倒背斜について述べたが、本地域にはこの他にも平行するいくつかの N-S 性褶曲が認められ、これらは一つの褶曲帯をなしている。この褶曲帯が豊肥火山岩類を巻き込む点は、溶岩の自然残留磁気方位を初生的定置方位の指標として利用する方法によっても確かめられている。すなわち、褶曲帯における豊肥火山岩類の溶岩の自然残留磁気方位は、非常に分散し、そのステレオ投影パターンは小円ガードルに近い⁴⁾。以下、N-S 性褶曲群の拡がりや南北変化、及びそれに密接に伴う N-S 性逆断層系について記述する。

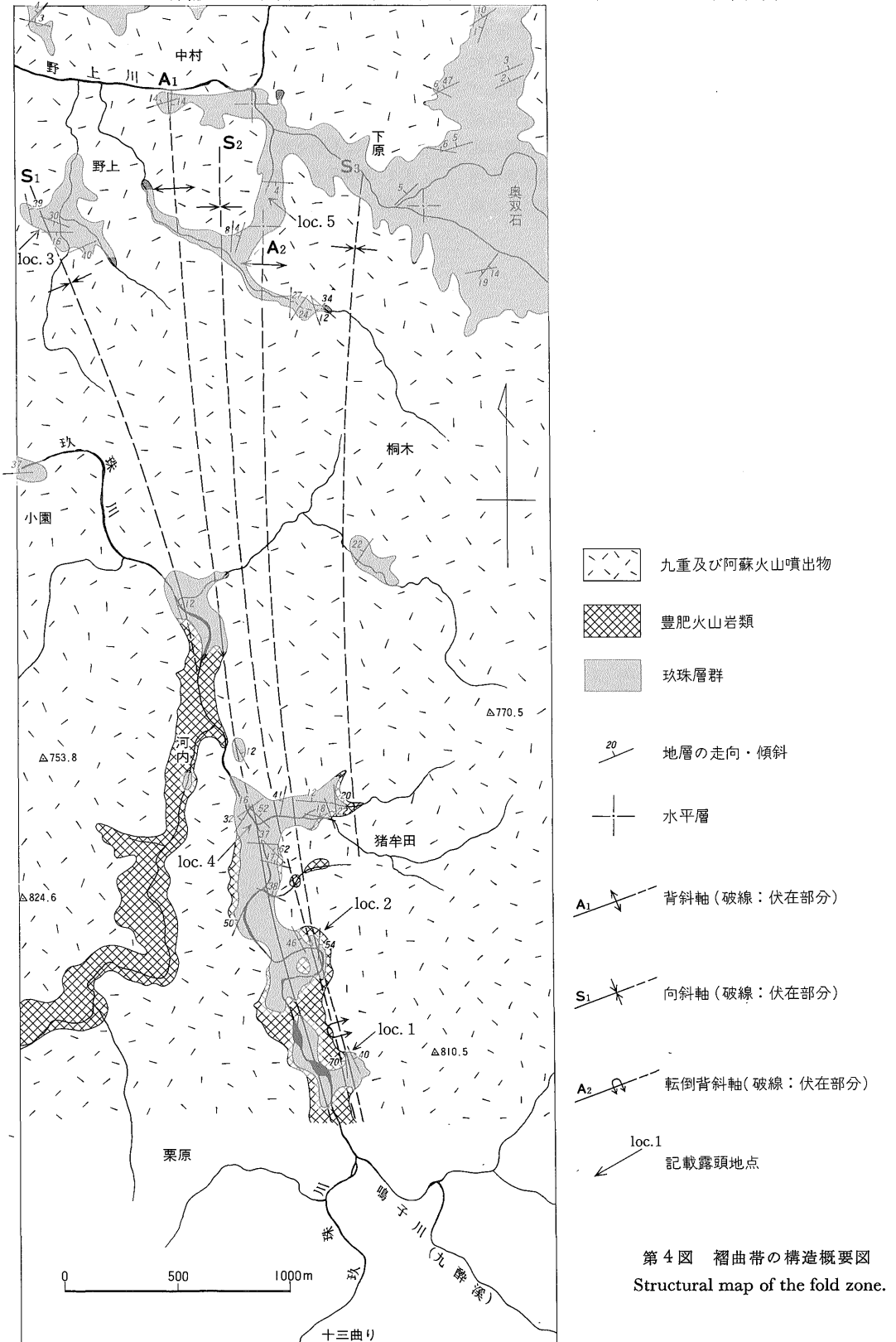
4.1 N-S 性褶曲群

褶曲帯の全体的構造は第4図に示してある。この図にみられるように、広範な被覆層のため、玖珠層群の露出はかなり断片的であるが、本褶曲帯には少なくとも2つの背斜と3つの向斜が認められる。これら5つの褶曲を便宜上、 A_1, A_2 (背斜), S_1, S_2, S_3 (向斜) の記号を付して区別しよう。すでに述べた転倒背斜は A_2 背斜の南部に相当する。本褶曲帯の拡がりや、少なくとも東西 0.5-1.5 km、南北 4.5 km にわたっている。なお、東西両側の非褶曲帯の玖珠層群は、一般にごく緩やかな構造を

4) 解析中。



第3図 猪牟田南方の崖における露頭スケッチ (loc. 2)
Sketch of a cliff about 500 m south of Shishimuta.



第4図 褶曲帯の構造概要図
Structural map of the fold zone.

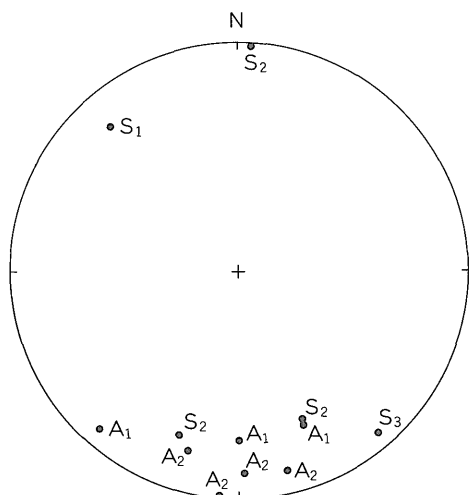
もち、スランプ層を別にすれば 20° 以下の緩傾斜を示す。

第5図は翼部の走向・傾斜から褶曲軸の方向を求めたものであるが、背斜・向斜とも大部分の褶曲軸は北にプランジしており、各褶曲が同一の造構運動によって形成されたことを暗示している。褶曲の波長や軸間距離は北に向かって次第に増大し、これに呼応して、翼間角も増大する傾向がある (第6図)。言い換えると褶曲による短

縮率は、南方ほど大きい。本褶曲帯は野上川付近でほとんど消滅し、これより北方の玖珠層群はごく緩やかな構造の非褶曲帯となる。一方、玖珠川・鳴子川合流点付近より南方では、新期火山噴出物により被覆されるため、その実体は不明となる。

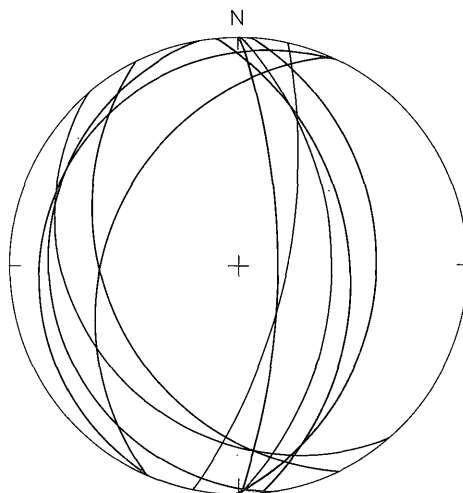
4.2 N-S 性逆断層系

E-W 性正断層は玖珠層群分布域に普遍的に認められ



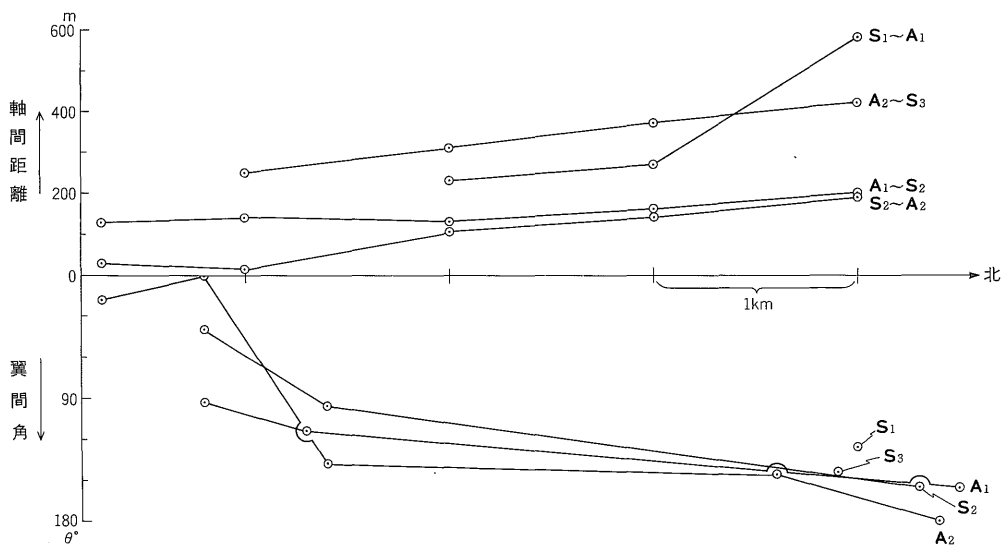
第5図 褶曲軸の方向を示すステレオ図 (上半球投影)

Stereographic projection of the fold axes (Upper hemisphere projection).

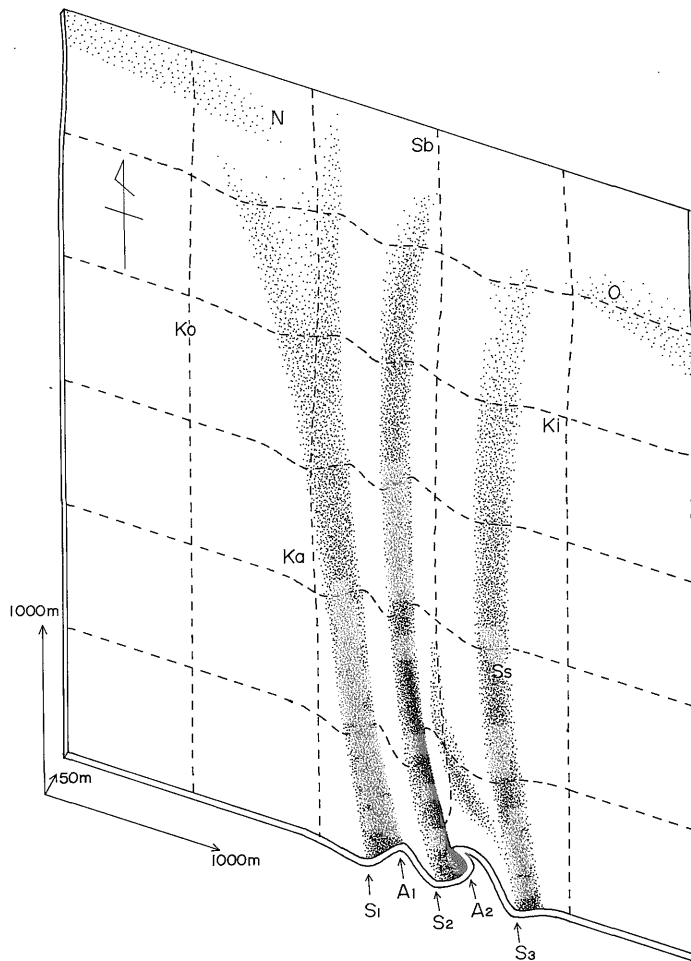


第7図 逆断層系の方向を示すステレオ図 (上半球投影)

Stereographic projection of the reverse fault system (Upper hemisphere projection).



第6図 軸間距離と翼間角の関係にみられる褶曲帯の南北変化
N-S variations of fold spacing and interlimb angle in the fold zone.



第8図 猪牟田褶曲帯の褶曲形態概念図

Sb: 下原, N: 野上, O: 奥双石, Ki: 桐木, Ko: 小園, Ka: 河内, Ss: 猪牟田
Schematic picture of morphology of folds in the Shishimuta fold zone.

る⁵⁾。これに対して、N-S 性逆断層は全体としてはごく稀れであるが、褶曲帯には集中的によく発達している。この N-S 性逆断層系は E-W 性正断層系を切ることが数カ所で確認される (Plate 2-1)。

N-S 性逆断層の多くは、褶曲軸面付近に特徴的に認められる小規模なもので、褶曲の成長に伴って生ずる局部的圧縮応力場で形成されたものと思われる。Plate 2-3 の逆断層は S₁ 向斜北部の軸面付近 (loc. 3) にみられるもので、この種の典型的な例である。この型の逆断層は、一般に落差が数 cm 程度で、断層面も数 m と続かないことが多い。一方、Plate 2-4 に示される断層は A₁ 背斜近傍 (loc. 4) にみられるものの、その拡がりは軸面付近に

とどまらない。また、Plate 2-1, 2-2 の断層は A₂ 背斜の北端部 (loc. 5) にみられるものである。これらの逆断層は、褶曲に伴う局部的応力場というよりも、むしろより広域の応力場を反映して形成されたものと言えよう。

両型を含む、いくつかの逆断層の面の方向を第7図に示す。測定数は多くないが、東傾斜と西傾斜の両方が認められる。

5. 褶曲帯の地質学的意義

すでに述べてきたように、本褶曲帯は転倒背斜を含む N-S 性褶曲群と N-S 性逆断層系により特徴づけられ、その褶曲形態を模式的に示すと第8図のようである。広域的にみると豊肥火山岩類の溶岩流原面はかなりよく保

5) これについては現在解析中であるが、平均すると落差数 cm 程度の小断層が 2-3 m 間隔で認められる。

存されているので、これが褶曲に参加している本褶曲帯は、短縮変形の集中した帯状の構造的擾乱部といえるだろう。そこで、本褶曲帯を猪牟田褶曲帯と呼びたい。

本褶曲帯の形成が、玖珠層群堆積時のスランプ現象によるものでないことは、玖珠層群中のスランプ現象が一般に数m程度の層厚のスランプ層としてみられること、豊肥火山岩類が褶曲に参加していることなどから明らかである。また、本褶曲帯が豊肥火山岩類の溶岩流の引きずりによるものでないことは、本褶曲帯の褶曲が特定方向に伸びることから明らかである。一方、短縮変形の局部的帯状集中という面からみると、基盤のブロック状昇降運動の境界で、上位の被覆層中に形成される曲げ褶曲、すなわちドレイブ褶曲 (drape fold) が本褶曲帯の形成機構をよく説明するようにみえる。しかし、N-S性逆断層系には断層面が東傾斜と西傾斜の両方のものが共に発達すること、もしドレイブ褶曲だとすれば、転倒褶曲のフェルゲンツから褶曲帯東側の玖珠層群の隆起が期待されるが、そのような事実は認められないばかりか、大局的にはむしろ褶曲帯東側に玖珠層群の上部層⁶⁾が、西側に下部層⁶⁾が卓越的に分布していることなどの事実はドレイブ褶曲に調和的でない。

本褶曲帯の特徴、とくに転倒褶曲や低角逆断層の存在は、広義の曲げ褶曲では説明困難であり、水平圧縮による座屈褶曲を考えるのが最も妥当であろう。筆者らは西方の引治地域の玖珠層群中にも NNE-SSW 方向の褶曲を見出しており、本褶曲帯の形成は広域的 E-W 短縮テクトニクスによるものと考えたい。この場合、短縮変形の局部的帯状集中の要因は、現段階では明らかでない。

前述のように、豊肥地域には第三紀末以降、N-S 伸張テクトニクスが支配的であることを物語る証拠が少なくない。従って、猪牟田褶曲帯によって示唆される E-W 短縮テクトニクスの履歴は注目すべきものであり、この時期を特に猪牟田褶曲時相と呼びたい。豊肥火山岩類が転倒褶曲に巻き込まれていることからして、本時相は豊肥火山岩類活動後であることが明らかである。玖珠川上流域には九重古期火山岩類と考えられる鹿伏岳溶岩 (松本ほか, 1973) が分布するが、これは褶曲運動に参加していないようである。従って、猪牟田褶曲時相は、豊肥火山岩類活動後、鹿伏岳溶岩活動前と考えられる。

本地域の玖珠層群中に普遍的に発達する E-W 性正断層系からみると、玖珠層群堆積後、おそらくは豊肥火山岩類活動時期にかけて、豊肥地域は N-S 伸張テクトニクスに支配されていたと推定される。他方、前述の地震の発震機構の解析結果からみると、完新世の豊肥地域もま

た N-S 伸張テクトニクスに支配されている。従って、猪牟田褶曲時相はその間の、比較的短い期間であろう (第1表)。

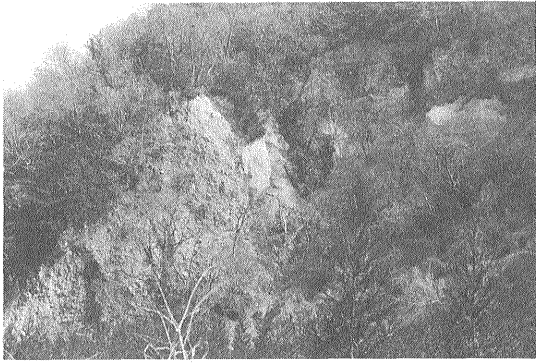
豊肥地域においては断層など E-W 性構造の地形支配が一般的であるが、その中で N-S 方向の谷地形をなす玖珠川上流部は本褶曲帯の浸食に対する抵抗力の弱さを反映するものであろう。猪牟田褶曲帯の短縮率が南方ほど大きいことを考慮するならば、玖珠川・鳴子川合流点より南方においても褶曲帯延長部分の伏在が予想される。この点で、十三曲り南方に広がる飯田軽石流堆積物の火砕流台地の中に、十三曲りから南に向かって、N-S 方向の細かい谷が密に発達する事実は注目に値する。これは猪牟田褶曲帯南方延長の伏在を間接的に示している可能性がある。また、星生山の噴気孔や、九重火山群の形成に伴うマグマの活動等、本褶曲帯の南方延長はより新期のマグマや地熱流体の挙動を規制している可能性がある。

文 献

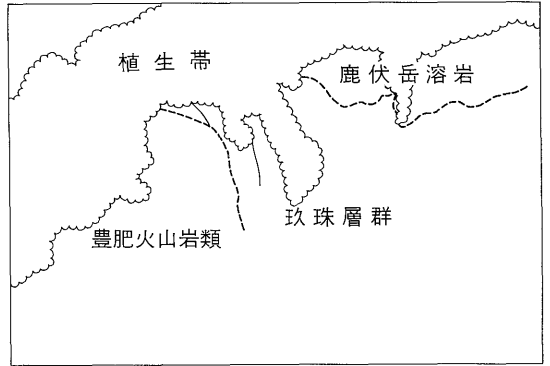
- 林 行敏 (1959) 中部九州の非海成珪藻土について (I. 玖珠地区). 地質雑, vol. 65, p. 519-527.
- 池田安隆 (1979) 大分県中部火山地域の活断層系. 地理評, vol. 52, p. 10-29.
- 松本徂夫 (1963) 北中部九州における後期新生代の火山活動. 九州大学生産科学研究所報告, no. 39, p. 1-10.
- ・坂田輝行・松尾孝一・林 正雄・山崎達雄 (1973) 大分県九重火山北麓の火山地質. 九州大学生産科学研究所報告, no. 57, p. 1-15.
- 村井 勇・金子史郎 (1975) 大分県中・西部の構造地形と大分県中部地震. 地震研彙報, vol. 50, p. 329-342.
- 首藤次男 (1962) 九州の最新統の地質学的研究 I ~IV. 地質雑, vol. 68, p. 269-281, 301-311, 481-486, 522-536.
- 山科健一郎・村井 勇 (1975) 1975年大分県中部地震・阿蘇北部地震のメカニズムについて、とくに活断層との関係. 地震研彙報, vol. 50, p. 295-302.

(受付: 1980年5月26日; 受理: 1980年6月30日)

6) 中村火砕流を基準として、その上部と下部を指す。



1a. 十三曲り北方の崖 (loc. 1)

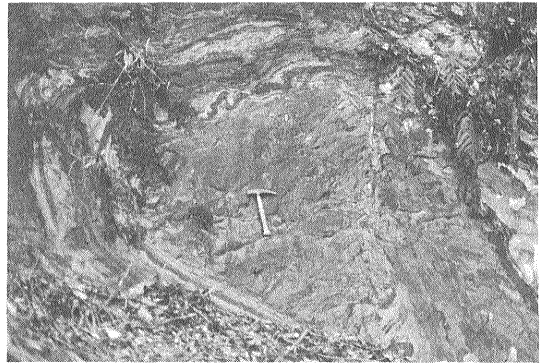


1b. 1aの説明図



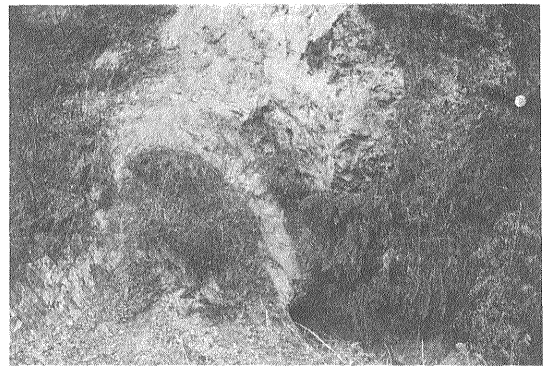
2. 十三曲り北方の露頭西部 (loc. 1, 第2図参照)

写真左側が火山角礫岩 (豊肥火山岩類, 右側が砂岩・シルト岩の互層 (玖珠層群).



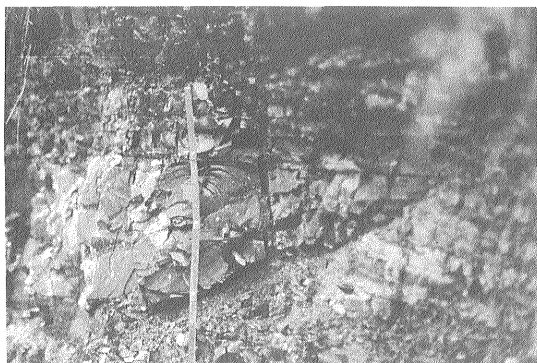
3. 猪牟田南方の露頭にみられる西側の褶曲頭部 (loc. 2, 第3図参照)

地層は玖珠層群のシルト岩・凝灰岩互層.



4. 猪牟田南方の露頭にみられる東側の褶曲頭部 (loc. 2, 第3図参照)

中央の楕円状植生部分が、褶曲の核を示す。地層は右上が火山角礫岩で、他はシルト岩.



1. 下原北方でみられる玖珠層群のシルト岩・凝灰岩互層 (loc. 5)

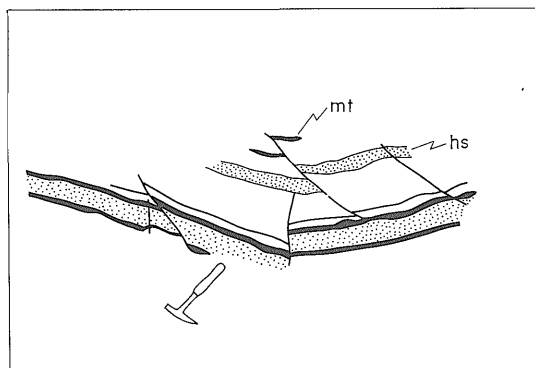
尺に平行な落差 2 cm の E-W 性正断層を、落差 26 cm の N-S 性逆断層が切る。



2. 1 の遠景 (loc. 5)

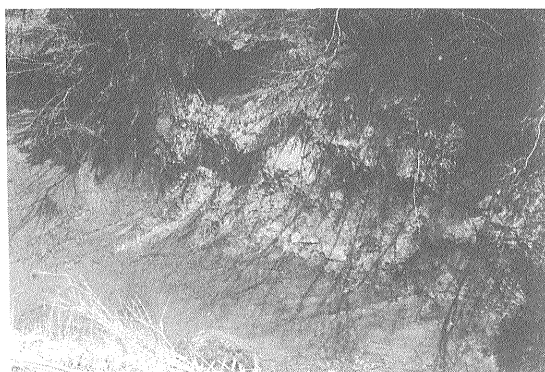


3a. 野上南西の向斜軸部にみられる玖珠層群のシルト岩・凝灰岩互層 (loc. 3)

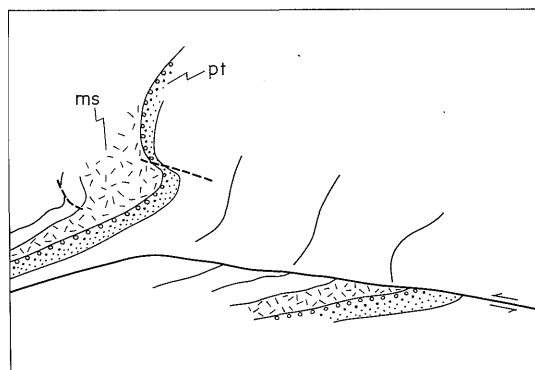


3b. 3a の小断層系説明図

mt: 泥質凝灰岩, hs: 硬質シルト岩, 他の部分も両者の互層。



4a. 猪傘田の支沢入口でみられる玖珠層群の砂岩・軽石質凝灰岩互層と低角逆断層 (loc. 4)



4b. 4a の説明図

左側では層面断層に移化している。ms: 中粒砂岩, pt: 軽石質凝灰岩, 他の部分はシルト岩・細粒砂岩互層。