

## 塩屋層, 飛驒帯北部の特異な礫岩・火山岩層

大坪友英\* 野沢 保\*\*

OHTSUBO, T. and NOZAWA, T. (1986) Shioya Formation, a peculiar formation of conglomerate and volcanic rocks in northern Hida Belt. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 37(2), p. 81-86.

**Abstract:** Shioya Formation is exposed in a narrow area, 1,500×500 km<sup>2</sup> wide, on the east river-side of the Miyagawa river in northern Gifu Prefecture. It is surrounded by Jurassic Utsubo Granite which is intruded into the Hida Metamorphic Rocks in stock-form.

The Shioya Formation overlies unconformably the Utsubo Granite. Except for the western side, the unconformity plane dips usually steep, even overturned in some places.

The formation is lithologically subdivided into three members, the welded tuff, tuffaceous breccia and rhyolite lava members. The welded tuff member is composed of ill-sorted conglomerate and dacitic welded tuff—tuff breccia—pumice tuff in ascending order. The tuffaceous breccia member is mainly made of breccia and sandy clast cemented by fine-grained felsic tuff and a small amount of the same tuff. The rhyolite lava member is composed largely of biotite rhyolite with flow structure partly, and a small amount of fine-grained tuff. The first one is exposed in the southern part of the distribution, the second one in the marginal part and the third one in the northern part.

All the members except rhyolite lava contain characteristically a fairly large amount of granitic materials probably derived from the basement, the Utsubo Granite.

## 1. ま え が き

岐阜県北部宮川流域には, 飛驒変成岩類が広く分布する。この変成岩類を貫いてジュラ紀の打保花崗岩が, 宮川中流部の宮川村打保地域に岩株状に分布する。この打保花崗岩分布域の西部, 打保対岸の塩屋付近で, 一部に溶結凝灰岩を含む火山岩類と礫岩とからなる時代未詳の地層がみいだされた(大坪, 1980 MS)。小範囲に孤立して分布するこの地層は, 特異な岩相・産状を示し, 飛驒変成岩類分布地域内には類似の地層は見いだされていない。筆者らはこれを塩屋層と命名する。本層の概要については, 野沢ほか(1981)が既に述べているが, 小論ではその後を得られた事実も含めて本層の岩相・産状について報告する。

塩屋層は, 塩屋を中心に宮川右岸の東西約500 m, 南北約1,500 mの狭い範囲に分布し, 左岸にはみられない(第1図)。垂直的には標高約300 mから約500 mまでの西向き斜面に露出する。西側を除く境界では, 急傾斜の不整合面をもって基盤の打保花崗岩の上にある。

本層は岩相から, 溶結凝灰岩, 凝灰角礫岩および流紋

岩溶岩の3部層に区別される(第2図)。溶結凝灰岩部層は本層分布域の南部に分布し, 流紋岩溶岩部層は北半部の大部分を占める。凝灰角礫岩部層は主に塩屋より南方に分布し, 北半部では不整合面付近にのみ観察される。3部層の分布状態をみると, 凝灰角礫岩部層が溶結凝灰岩部層と流紋岩溶岩部層より地形的には上位にあるようにみえるが, 層序的には凝灰角礫岩部層が最下位となる関係が観察されている。

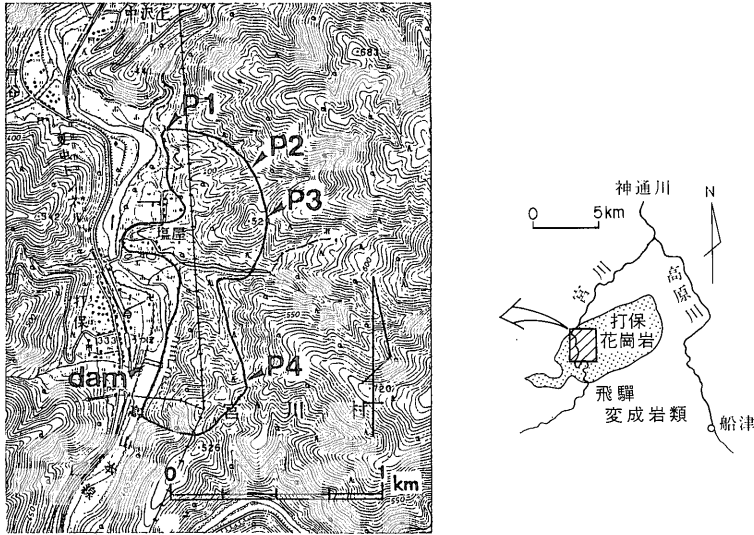
本層は飛驒変成岩類分布地域のほぼ中央部に分布する。飛驒変成岩類分布地域の中には, 本層に対比される地層はみいだされていない。飛驒変成岩類分布地域の南西外縁部, 船津南東方の高原川沿岸には, よく似た溶結凝灰岩をふくんだ火山岩層が発達するが, 打保からは約30 kmも離れていて, 同じ火成活動に属するとはいいいにくい。本層は飛驒帯の中に孤立したきわめて局所的で小規模な陸域の火山活動として特異なもののように思われる。

## 2. 各 説

①溶結凝灰岩部層: 本部層は, 打保のダムサイト右岸の斜面に標高差約200 mにわたって分布する。下位より, 不淘汰礫岩, 弱溶結凝灰岩, 溶結凝灰岩, 凝灰角礫

\* 秋田大学

\*\* 元地質部, 現島根大学



第1図 塩屋層分布位置図

P1-P4: 基盤岩との接触関係を示す露頭的位置

岩—軽石質凝灰岩からなる(第3図)。そして最上位の標高約500 mの林道では、軽石質凝灰岩—砂質軽石凝灰岩が観察される。宮川河岸の崖を概観すると、下部層の成層構造は、みかけ上北側に緩く傾斜しているようである。偏平ガラスによる溶結構造は、 $N37^{\circ}W \cdot 20^{\circ}-30^{\circ}N$ である。これに対して上部の軽石質凝灰岩は、不整合面に近い標高500 mの地点で $N43^{\circ}E \cdot 54^{\circ}N$ の比較的急傾斜の構造を示す。

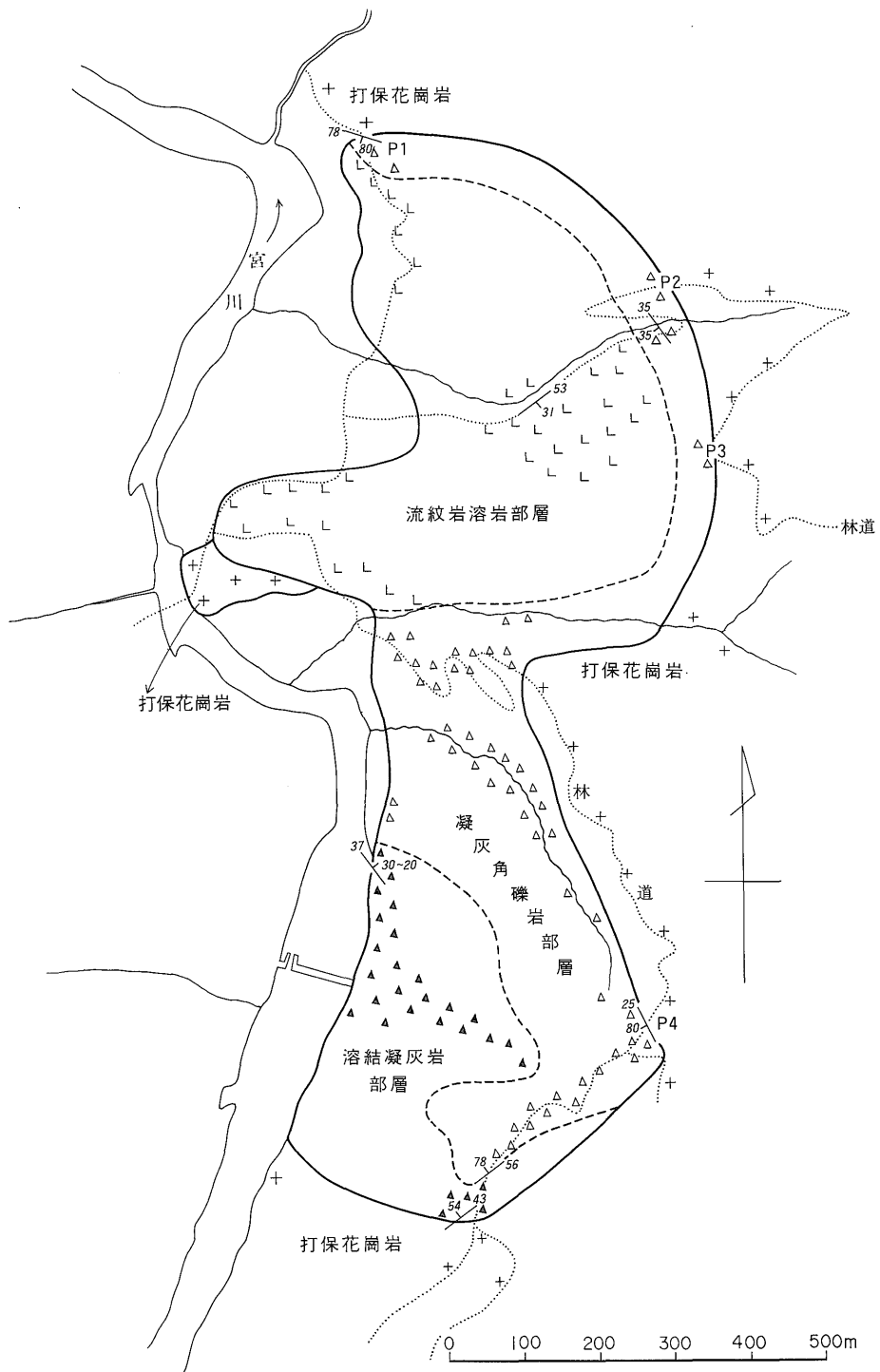
本部層には、多量の花崗岩質礫や岩片が含まれ、その量と粒度は下位程増大する傾向にある。最下位の礫岩は、花崗岩質岩の他にかなりの量の飛驒変成岩類、火山岩類の礫を含み、花崗岩質礫は打保花崗岩起源とは限らない。これらの礫は亜角礫—亜円礫で、細礫大から巨礫大までの多様な粒度を示す。一方、これより上位の本部層では、打保花崗岩に由来する花崗閃緑岩、花崗岩、トータル岩が礫や岩片の大部分を占め、少量の火山岩類及び飛驒変成岩類の岩片が含まれる。これらは角礫—亜角礫は、粒径3—8 cmのものが多いが、稀に40 cm以上に達する。溶結凝灰岩は、中礫—巨礫大の花崗岩質岩片に富む層厚数 mの礫層を挟在する(第3図参照)。

弱溶結凝灰岩は青灰色—白色を呈し、淡緑色の軽石を含む。溶結凝灰岩は赤紫色緻密な固い岩石で、新鮮な緑色の偏平ガラス(平均 $1 \times 0.2$  cm)を特徴的に含む。その上位の凝灰角礫岩—軽石質凝灰岩は、全般的に青灰色を呈する。これらは、上位程淡緑色軽石に富むようになり、また軽石質凝灰岩の部分では多孔質になる。いずれ

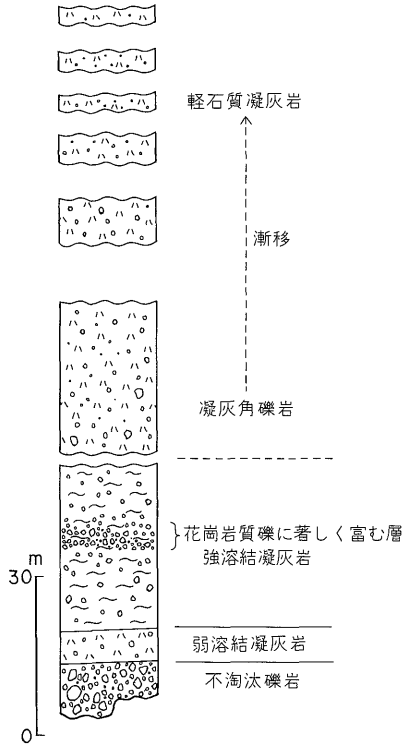
の岩石も鏡下では、多量の結晶片—岩片を含み、基質は明瞭な vitroclastic 構造を有する。岩片は主に花崗岩質異質岩片からなり、基盤の打保花崗岩と同様に著しく変質している。結晶片は明確に区別できないが、斜長石や黒雲母の多くが著しく変質していることなどから、多くは異質結晶片と考えられる。溶結凝灰岩では、少量の自形斜長石と新鮮な黒雲母が斑晶として区別され、その他に石英、斜長石、カリ長石、黒雲母や角閃石などの破碎結晶片が多量に含まれる。岩片として多量の花崗岩質岩の他に、少量の新鮮な粗粒玄武岩や安山岩などが捕獲されている。基質はガラス質で溶結構造が顕著であるが、上位程次第に弱くなる。

②凝灰角礫岩部層：本部層は、凝灰角礫岩—凝灰質砂岩、細粒凝灰岩などから構成される。礫や砂粒は、ほとんどが打保花崗岩由来の角礫—亜角礫および細粒で、膠結物は、細粒凝灰岩と同様の黒雲母や石英粒を含む流紋岩質—デイサイト質凝灰岩で、全体的に白色、灰色、青灰色などを呈する。塩屋付近から南東方向に延びる小沢に沿って主に分布する。北部での本部層の分布は、不整合面から約50 m以内に限られる。

P1地点の露頭では、凝灰角礫岩、細粒凝灰岩、流紋岩質凝灰岩、流紋岩溶岩が不整合面から南へ向かってこの順序に露出する(第4図)。凝灰角礫岩は、不淘汰無層理で灰色または淡褐色を呈し、固結度は非常に良い。礫は最大径約1 mに及ぶ花崗閃緑岩質角礫が大部分を占め、極めて稀に片麻岩礫を含む。細粒凝灰岩は、シルト



第2図 塩屋層岩相分布図

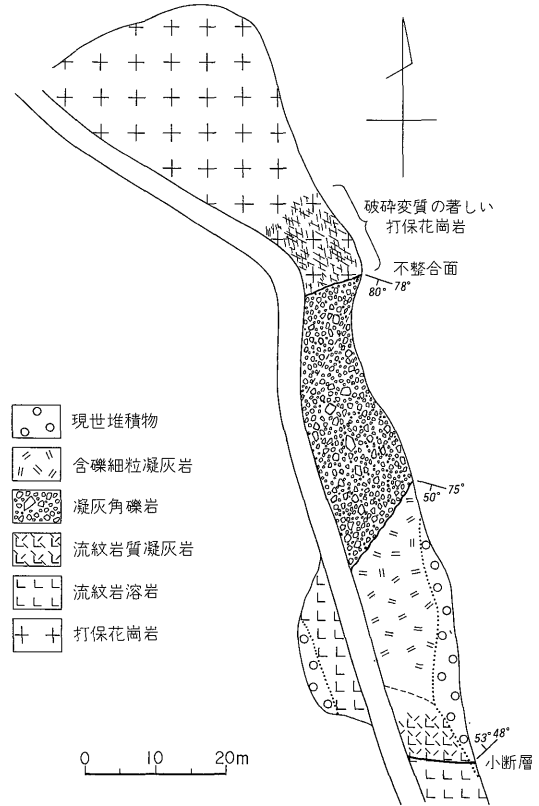


第3図 ダムサイトから東へ上る小沢における溶結凝灰岩部層柱状図

粒度の無層理塊状、灰色の岩石で、1-8mm径の細粒砂岩円礫を普通に含む。まれに砂質薄層を挟在するが、この薄層の層理面は、 $N25^{\circ}E \cdot 30^{\circ}E$ を示し、 $N75^{\circ}W \cdot 50^{\circ}S$ の凝灰角礫岩との凹凸著しい境界面に対して斜交している。

P2-P4地点では、不整合面から数m以内までの構成岩石は主に凝灰質砂礫岩と白色凝灰岩で、いずれの地点においても良く類似している。P2地点では、凝灰質砂岩・細粒凝灰岩互層が打保花崗岩を不整合におおい、その上位に白色凝灰岩がのっている(第5図)。前者の層理は $N38^{\circ}W \cdot 48^{\circ}S$ で明らかに基盤にアバットしている。互層中には、不整合面に沿って多量の角礫が含まれ、その量は不整合面から離れるに従って減少する。一方、P3とP4地点では、塊状無層理の凝灰質砂岩-礫岩が白色細粒凝灰岩を伴って打保花崗岩と接するが、層理は不明瞭である。

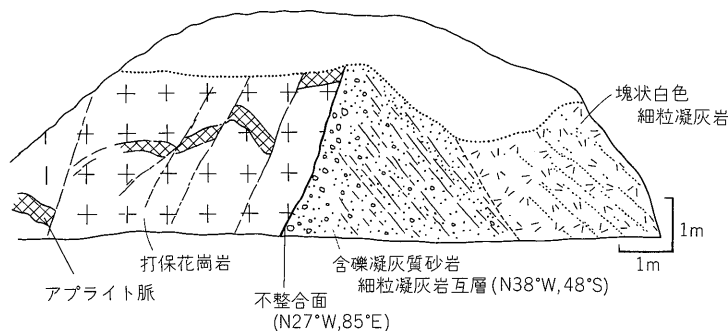
P4地点からおおよそ水平に南西へ延びる林道に沿う岩相変化をみると、不整合面から約30m付近で白色のやや不均質な凝灰質砂礫岩から比較的均質な青灰色凝灰質砂礫岩に移化し、約150m付近において少量の火山岩



第4図 塩屋北方、P1付近の道路両側の露頭展開図

角礫岩を含む部分を経て、不淘汰角礫岩に変わる。この角礫岩は、最大径10m以上の角礫-亜角礫を含み、固結度はやや悪い。礫は花崗岩、花崗閃緑岩、アプライトなどが主で、少量の変成岩類・火山岩類を伴う。また、この角礫岩はみかけ上青灰色凝灰質砂礫岩の上にあるようである。さらに南下するこの角礫岩は、 $N56^{\circ}E \cdot 78^{\circ}N$ の境界面をもって砂質軽石凝灰岩と直接するが、みかけ上、下位にある軽石凝灰岩は、おそらく溶結凝灰岩部層の最上部と推測される。

P2地点南側の沢底では、成層した凝灰角礫岩が観察される。これは、不淘汰礫岩中に比較的淘汰の良い細粒礫岩層と細粒凝灰岩薄層とが互層状に挟在されるものである。いずれも淡灰色細粒凝灰岩で膠結され良く固結している。礫は最大径75cmに達する角礫-亜円礫で、花崗岩質礫の他に黒雲母片麻岩などの変成岩類やデイサイトなどの礫を含むことで特徴づけられる。この成層した礫岩に類似の凝灰角礫岩-凝灰質砂礫岩が、塩屋南東方の小沢沿いに露出するが、その付近では塊状無層理を呈する。



第5図 P2地点における基盤岩との接触関係

③流紋岩溶岩部層：本部層は、主に弱い流理構造を持つ黒雲母流紋岩からなり、塩屋東方で比高約150mのドーム状の小山を形成し、ドームの西及び北西方向にも広がる。塩屋東方の林道沿いの露頭では、比較的新鮮で淡紫色を呈し、1辺数cmの四角柱状節理が発達する。流理構造は、N53°E・31°Sでドーム中心側へ傾斜する。この付近以外では風化が著しく、白色～淡褐色を呈し、流理構造も不明瞭である。

新鮮な岩石では、肉眼で自形平板状黒雲母、細粒石英粒と自形斜長石の斑晶を識別できる。鏡下でみると、平均粒径0.3mmの融食石英、平均長0.2mm、最長2mmの自形黒雲母、最大1.4mmに達する自形斜長石の斑晶と、珪酸塩鉱物からなる微晶質石基で構成される。流理状組織はほとんど示さず、石基は塊状均質である。一方、西側境界付近のものは、石基の粒度が平均0.02mmと比較的大きく、石英と自形斜長石を石基に識別できる。また斑晶の量もやや少なくなり、石英、斜長石、黒雲母の斑晶がみとめられる。黒雲母斑晶は白雲母に変質している。流理状組織は弱く発達する。

### 3. 基盤岩との関係

基盤の打保花崗岩との不整合関係は、第1, 2図に示すP1-P4の4地点で観察された。接触面はいずれも高角度の傾斜をもつが、P2及びP3地点ではそれぞれN27°W・85°E及びN30°W・60°Eの走向傾斜を示し、ともに打保花崗岩が上盤側にある。また他の2地点でもN78°W・80°S及びN25°W・80°Eと垂直に近い傾斜をもつ。接触面付近の基盤岩には、P2地点のように接触面に平行な小断層群が発達したり、P1地点などのように著しく破碎変質している等の事実があるけれども、塩屋層と打保花崗岩とが断層関係にあることを示す直接の証拠は得られていない。更に前述したようにP2地点で

は、凝灰質砂礫岩がアバット関係で打保花崗岩に直接している。P2地点(第5図)や本層分布域南端部において塩屋層は約50°の急傾斜を示しており、本層堆積後の傾動運動の可能性もあるが、そのような急傾斜の構造が基盤岩との境界部付近に限られ、内側へ向かって緩傾斜になる傾向があること、これらの走向がそれぞれ境界の方向とおよそ調和的であることなどから、塩屋層は、古い急傾斜地表面の上に堆積したものと考えられる。

### 4. あとがき

塩屋層は、少量の砂礫堆積物をともなう珪長質溶岩および火砕岩からなり、一部で溶結構造が著しい。

これらの堆積作用や火山活動が、どの時代にどのような機構で生じたのか明らかでない。

本層については、露出面積が狭小でかつ付近に類似岩層がまだ発見されていないので、その地質学的意義を明らかにするため、飛驒帯内部の本層四近における類似岩層の発見と、多少の距離はあるとしても広く飛驒山地における類似岩層の発見と対比を試みたいと考えている。

本研究をすすめるにあたり、地質調査所の坂本亨氏、山田直利氏、須藤定久氏および原山智氏ならびに愛知教育大学仲井豊氏には、現地討論をはじめ終始有益な助言をいただいた。東京工業大学の稲月恒夫氏には、現地調査ほか多くの御援助を頂いた。また、本調査は筆者の一人大坪の卒業論文の一部としてはじめられたものであり、秋田大学の丸山孝彦助教授には終始御指導頂いた。以上の方々に厚く感謝の意を表すものである。

### 文 献

- 野沢 保・坂本 亨・加納 隆・稲月恒夫(1981)  
白木峰地域の地質。地域地質研究報告(5  
万分の1図幅), 地質調査所, 85p.

大坪友英(1980) 飛驒山地打保複合花崗岩体の地質  
と構造—特に岩相変化と内部構造につい  
て. 秋田大学鉱山学部鉱山地質学科卒業論  
文, 59p. (MS.)

(受付: 1985年6月28日; 受理: 1985年10月11日)