

蒲田川流域の地形・地質学的特性に関する研究 (2)

—蒲田川流域の地質学的特性について—

矢野勝正・藤井昭二・沢田豊明

STUDIES ON THE GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL CHARACTERS OF THE GAMATA RIVER BASIN (2)

—On the geological characters of the Gamata river basin—

By *Katsumasa* YANO, *Shoji* FUJII and *Toyoaki* SAWADA

Synopsis

On the Gamata river basin in Gifu Pref., central Japan, there are various kinds of rapid land slide and mud flow. In order to make clear the genetic mechanism of the land slide, it is necessary to observe the geologic structure of the basin such as arrangement of rocks and deposits.

It was classified from the authors' observation that geology and geologic structure in this basin, are made of both the older basement rocks consisted of Paleozoic involving Mesozoic igneous rocks and the young Quaternary deposits consisted of volcanic material and delluvial and sedimentary deposits.

In this area, the main geologic structure in the basement rocks is characterized by the Circum Hida tectonic zone, which was made of complex of metamorphic and plutonic rocks, and developed duaring the period from the formation of pre-Cambrian schist to the post Mesozoic igneous activity.

It was also presumed, on the other hand, that the gigantic mass, the so-called Nohi-rhyolite mass was active in the late Mesozoic along oblique trend to the preexisting was tectonic zone.

The young deposit in the Quaternary is classified as the volcanic materials in the Yakedake volcano, located in the Norikura-volcanic zone, and the terrace deposits in Peistocene epoch. In this area, these terrace deposits are formed by erosion of preexisting strata.

1. 緒 言

蒲田川流域における土砂流出に密接に関連する土砂生産の実態を把握し、その機構を明らかにするためには、この流域の本質的特性である地質を明らかにする必要がある。一方、この流域は従来、断片的なもの以外は、全域にわたる地質図が完成されておらず早急な調査が必要とされていることから、今回は第1報の地形学上の特性に引きつづき地質学的特性を明らかにするために地質調査を行なった。とくに地質図の作成を主目的にし、あわせて、各岩層の一般的記載を行なった。

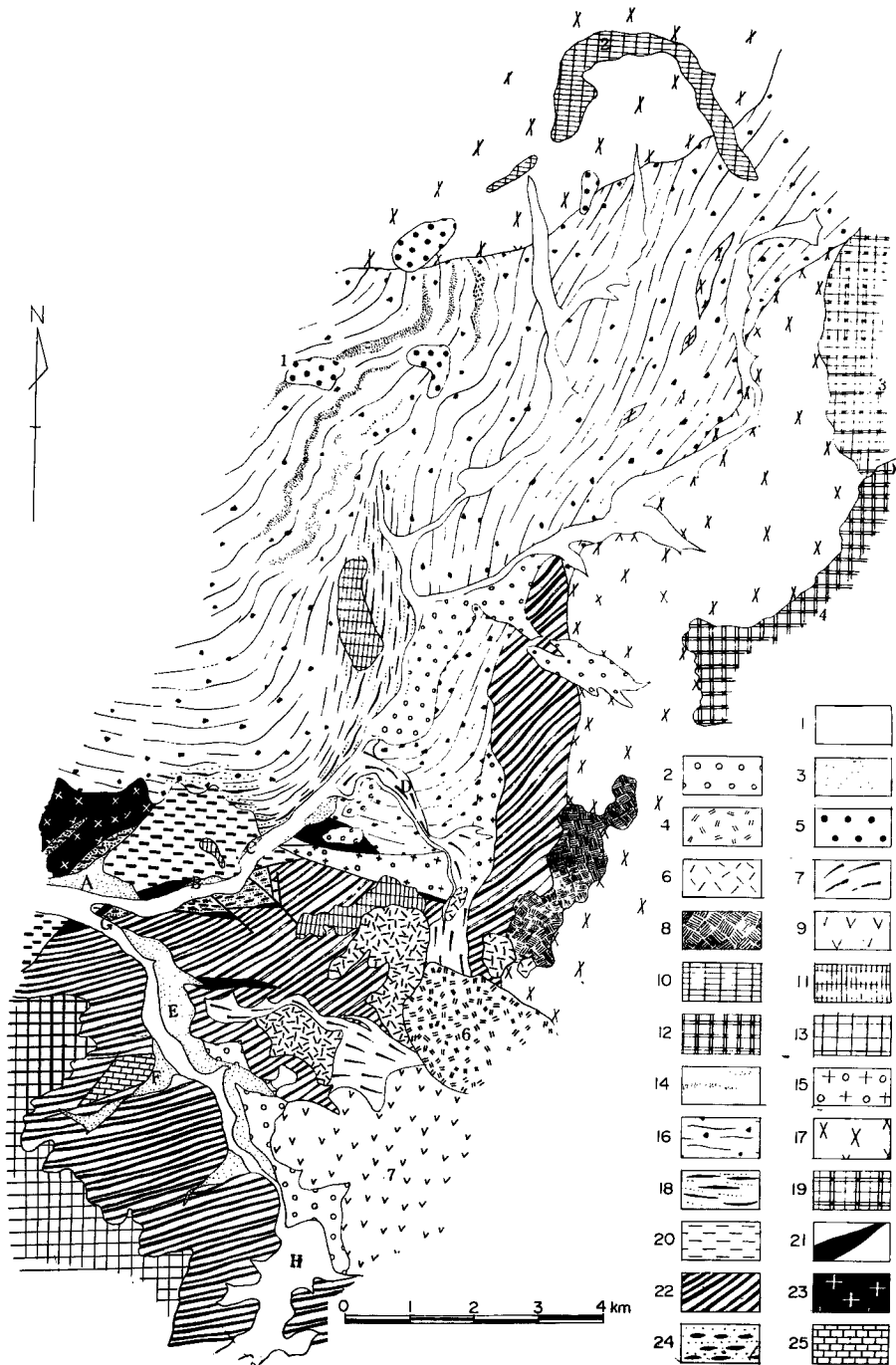


Fig. 1

- Fig. 1 Geologic map of the Gamata river basin :
- | | | |
|--------------------------|-----------------------------|-------------------------|
| 1; Alluvial deposit | 12; Diorite porphyry | 25; Devonian formation. |
| 2; Terrace deposit | (Mano-dake) | |
| 3; Upper-terrace deposit | 13; Biotite dacite | Locality name: |
| 4; Hornblend andesite | (Takahara volcano) | A; Tochio |
| (Yake-dake upper lava) | 14; Nōhi rhyolite | B; Kansaka |
| 5; Glacial deposit | (Tuff facies) | C; Gamata |
| 6; Hornblende andesite | 15; Granite porphyry | D; Nakao |
| (Yake-dake lower lava) | 16; Nōhi rhyolite (Quartz | E; Hitoegane |
| 7; Hornblende andesite | porphyry facies) | F; Fukuji |
| (Yake-dake tuff breccia) | 17; Granite (Permian) | G; Murakami |
| 8; Hornblende andesite | 18; Nōhi rhyolite | H; Hirayu |
| (Warudaniyama lava) | (Rhyolite facies) | 1; Kasagadake |
| 9; Hornblende andesite | 19; Porphyrite | 2; Momisawadake |
| (Sirataniyama lava) | 20; Cretaceous formation | 3; Minamidake |
| 10; Biotite dacite | 21; Ultra basic, basic rock | 4; Manodake |
| (Momisawa-dake) | 22; Permian formation, | 5; Warudaniyama |
| 11; Biotite dacite | 23; Granite (Funatsu) | 6; Yakedake |
| (Iwatsuboyama) | 24; Crystalline schist | 7; Sirataniyama |

2. 地質の概要および研究史

1) 地質学的位置

この地域は、大局的にみると北より青海—楢谷—伊勢にわたって追跡できる飛騨外縁帯に位置しており、北方の飛騨変成岩帯と南方に広がる不変成古生層をの移行地帯に含まれる。満田川流域にかぎってみれば、Fig. 1 のように地質区分ができる。すなわち、北西部は、船津花崗岩類によって占められ、南部には不変

Table 1 Geologic sequence in the Gamata river basin.

		Age	Sedimentary rock	Tectonic	Igneous rocks	Metamorphic rocks
Cenozoic	Quaternary	Holocene	Alluvial deposits	NW—SE fault NE—SW fault	Yakedake volcano	Hornfels
		Pleistocene	Terrace deposits		Takahara volcano	
	Tertiary	Neogene			Yanger granite	
Palaeogene			Rhyolite (Nōhi)			
Mesozoic		Cretaceous	Mesozoic strata		Andesite (Hodaka)	
		Jurassic				
		Triassic				
Paleozoic		Permian	Paleozoic strata			
		Carboniferous			Funatsu Granite	Semi-schist
		Devonian				
		Precambrian				Crystalline schist

成古生層が分布する。北東部には後期白亜紀の花崗岩類および濃飛流紋岩類が分布する。これらに夾まれたところは、結晶片岩、デボン系、中生層および塩基性～超塩性の侵入岩等が複雑に混在している。さらに、不変成古生層は南東部において、第四紀火山岩類におおわれている。Table 1 にこの地域の概括的な地質系統をしめした。

2) 研究史

主として基盤岩類に関する研究史をのべる。中部古生層はこの地域をはじめ九頭竜川上流や楢谷にも分布している。神津(1913)は福地において *Favosites* 石灰岩を最初に報告した。その後地質時代は杉山(1941)によって論じられ *Favosites asperd* DORBIGNY などを含む福地層群はその化石種から北上山地の中部シルリヤ系である川内統に対比された。また福井県九頭竜川上流地方のものは、石岡他(1950)、尾崎他(1954)によってとりあつかわれ、岐阜県楢谷のものは、藤本他(1953)によって確かめられた。これらはいずれも福地層群に対比されシルリヤ系中部とされた。亀井(1962)は福地化石群の再検討の結果、飛騨山地に分布する *Favosites* を含む石灰岩をすべて中部デボン系とし今日に至っている。

一方、結晶片岩については石井(1937)、諏訪他(1952)、柴田(1958)、坂野(1958)などによって、青海、朝日岳、槍ヶ岳のもの、関(1959)亀井他(1962)による蒲田川のもの、藤本他(1953)における楢谷岩塊、そして石岡他(1950)による伊勢岩塊についての研究がある。これらを総括するとこの種の結晶片岩に、石炭一二畳系を原岩とし船津花崗岩類の運動によって形成されたとするものと、船津期以前に存在していたものが「引きずり上げられた」とする二つの見解に分れている。

船津花崗岩類は野沢他(1956)によって調査されており、古生代末の進入とされている。新时期花崗岩類、濃飛流紋岩類については柴田他(1954)によってその活動時期は白亜紀末とされている。第四紀の焼岳火山、段丘堆積物については、加藤(1914)、藤井(1967)、河内(1966)の研究がある。

3. 基盤岩類

1) 古生層

古生層は蒲田川流域の外ヶ谷^{そで}、黒谷、平湯川流域の岩坪谷、餌掛谷^{えさかけ}に分布する。礫岩、石灰岩、砂岩、粘板岩、チャートなどからなり一般走向は N50~60°E であり、南部では東西方向に近づく傾向にある。これらはデボン系と石炭一二畳系の二つに分けられ、両岩は断層で接している。

a) デボン系

福地のオゾブ谷第一支流に分布し、周囲の石炭一二畳系とは断層で囲まれ境されている。岩質は石灰岩を主体とし、粘板岩、砂岩、凝灰岩からなっている。一般走向は NW—SEE で急傾斜で南に落ちている。石灰岩は灰白色のものと暗灰色のものに区別され、前者には *Favosites*, *Heliolites*などを産し、後者には Brachiopoda, 巻貝類等を多産する。粘板岩、砂岩はグレイワック質で約 5 m 巾の互層形態をしめす。

b) 石炭一二畳系

外ヶ谷、黒谷、平湯川に分布する。中生層、結晶片岩とは断層で接し、塩基性侵入岩類、白亜紀花崗岩、濃飛流紋岩類によって貫入されている。岩質は粘板岩、砂岩、凝灰岩を主体とし一部に石灰岩をレンズ状に夾在する。石炭一二畳系は構成岩層の特徴から、一重ヶ根、平湯、柏当、神坂、中尾の六地区に分けられる。

平湯地区：粘板岩、砂岩を主体とし、縞状チャート、白色、灰色石灰岩を含む。

一重ヶ根地区：均質の暗緑色凝灰岩を主体とし、一部に粘板岩を含み、レンズ状に灰白色石灰岩を夾在する。

柏当地区：均質の暗緑色凝灰岩、暗緑色角礫凝灰岩からなり、不規則な形で灰色の石灰岩を夾在する。

神坂地区：暗緑色角礫凝灰岩を主体とし、灰色石灰岩を夾在する。

枳尾地区：均質の暗緑色凝灰岩質岩石からなる。これらに弱い変成をうけて葉片構造をしめす。

中尾地区：外ヶ谷、黒谷を含む地域で粘板岩、砂岩を主体とし、チャート、均質の暗緑色凝灰岩がともな

われる。

岩層の記載

石灰岩：主として一重ヶ根北方の岩坪尾根に分布する。岩質は黒色～灰白色で結晶質である。鏡下ではわずかに石英を含みほとんど方解石である。亀井（1965）は転石中より *Favosites* sp. を報告しているが、同一の岩体に属するか否かは不明である。

凝灰岩：主として栃尾付近に分布する。細粒均質暗緑色の岩石で野外では輝緑岩と区別が困難である。

凝灰角礫岩：柏当，神坂に分布する。1～5 cm 大の凝灰岩および安山岩の角礫を含む。基質は細粒凝灰質である。紫赤色のものが多い。部分的に石灰岩の角礫を含む。

砂岩：広く分布するが特に岩坪谷に多い。灰緑色～灰色の細粒均質の岩石でチャート，粘板岩と互層する。石英，正長石，斜長石片および珪質岩片を含む，二次鉱物として緑泥石，細粒黒雲母が基質を浸すように生成しおりホルンフェルス化をこうむっている。この他細粒の石英がやや方向性をもつ再結晶黒雲母に浸されたようなものもみられる。

粘板岩：岩坪谷，貝塩谷，外ヶ谷，黒谷に分布する。板状へき開が発達している。火成岩体付近のものはホルンフェルス化をこうむっている。蒲田温泉対岸に分布するものは 2～3 mm の小円礫を含む。

チャート：貝塩谷，餌掛谷に分布する。かっ色～灰青色の縞状チャートである。特徴ある層内褶曲をしめし，粘板岩の薄層を互層する。鏡下では，細粒の不規則な石英粒からなる基質部分に，中粒の再結晶石英粒が網状に発達する。

2) 中生層（白亜系）

中生層は地域西方において，村上，栃尾，神坂，蒲田を含み面積約 4.5 km² にわたってグラベン状に分布する。本層は前田（1958）などによって白亜系とされている。岩質は礫岩，砂岩，頁岩，凝灰岩である。一般走向，傾斜は N70～80°E，40～80° 北落ちである*。これらは古生層，船津花崗岩，結晶片岩とは断層で接し，塩基性侵入岩類，濃飛流紋岩類によって貫入されている。

岩層の記載

礫岩：神坂堰堤付近，村上神社付近に分布する。礫種は主として 2～3 cm 大の珪質岩の円礫で，部分的に 10 cm 大の円礫を含む。基質は粗粒のアルコーズ砂岩である。

砂岩：全域にわたって分布する。青灰色，粗粒塊状のアルコーズ砂岩である。一部に石灰岩，凝灰岩質岩石の岩片を含むグレイワック砂岩がある。神坂堰堤付近ではホルンフェルス化をこうむっている。鏡下では，基質，粒子ともほとんど石英よりなる。若干の斜長石が認められ，これはラメラのこまかなアルバイト式双晶をなす。石英，斜長石はいずれもブロック状の波動消光をしめす。細粒の絹雲母，緑泥石様鉱物が岩石全体を浸したように網状に生成している。なお，ホルンフェルス化をこうむったものでは，細粒黒雲母が石英，斜長石の粒間をうめて生成している。

頁岩：村上神社，神坂堰堤付近に分布する。黒色の含黒雲母頁岩で，砂岩とは数 cm 巾の単位で互層する。村上神社付近の頁岩より *Cladophlebis* sp. が産する。ホルンフェルス化は神坂付近でいちぢるしい。鏡下の観察によれば，細粒の石英，黒雲母，絹雲母，緑泥石等が含まれる。その他，緑泥石，絹雲母の細脈がみられる。各鉱物の配列には不明瞭ながら方向性が認められる。

3) 船津花崗岩類

この種の岩石は栃尾の北方に分布する。青白色中粒の変石英閃緑岩である。栃尾の青谷，洞谷において準片岩と断層で接している。柏当付近，栃尾の北方では中生層と断層で接しており，断層にそって蛇紋岩の侵入がみられ，周辺部分はミロナイト化している。この岩体は船津付近を中心に広がる船津花崗岩体の延長である。

鏡下での観察によれば，完晶質粒状組織をしめし，一部にミロナイト組織をしめすものがある。構成鉱物

* なお神坂地方では直立に近い。

は、石英、微斜長石、斜長石、ほとんど緑泥石化した角閃石および黒雲母である。石英は量的に少なく他形で波動消光をしめす。微斜長石は自形性が高くカルスバッド式双晶、ベルト石構造がいちじるしい。斜長石はラメラのこまかなアルバイト式双晶をしめす。長石類はいずれも方解石、絹雲母、緑泥石による二次的な汚染がいちじるしい。

4. 飛驒外縁構造帯

先にのべたように、飛驒外縁構造帯は各種の岩石が複雑に混在し、ある巾をもつ一つの構造帯としてとらえられるが、なかでも現在の構造帯の位置を決定しているものは、結晶片岩類と、塩基性～超塩基性の進入岩類である。

1) 結晶片岩

環飛驒結晶片岩は、青海・朝日岳から檜谷にかけて点々と分布しており、本地域にもその一部が露出している。この種の岩石は再結晶の進んだ結晶片岩を主体とするが、中にはダイアクトライトないし準片岩質のものがある。

a) 結晶片岩

本岩は神坂対岸に約 1.8 km² の面積で分布する。周囲の古生層および中生層とは断層で接する。岩質から黒色片岩と緑色片岩に分けられる。両者は漸移する。

緑色片岩

1 mm 前後の曹長石斑状変晶を含む点紋片岩で、片理 (N40°～60°E, 30°S) は全体に良く発達している。鏡下での観察によれば、構成鉱物はアクチノ角閃石、緑泥石、緑簾石、曹長石からなり、均一なネマトブラスティック組織をしめす。棒状～針状のアクチノ角閃石は片理と平行に伸長している。弱い多色性が認められる。曹長石は 1 mm の斑状変晶で、眼球組織をしめす。ヘリサイト組織が認められる。転移、波動消光をしめす。緑簾石は粒状で干渉色が高い。緑簾石の岩石中における量的分布に部分によってかなりの差異があり、原岩の残存構造をしめしている可能性もある。この岩石は関 (1959) によって緑簾石角閃岩相の低い部分の変成度をしめすものとされている。

黒色片岩

分布は神坂堰堤左岸の谷にかぎられる。優黒質部分と優白質部分が縞状となりかつ微褶曲の発達する岩石である。一部に優白質部分がかかなり肥大して片麻岩に類似する見かけをもつものがある。構成鉱物は黒雲母、白雲母、緑泥石、緑簾石、石英、曹長石である。一部にザクロ石を含むものがある。石英は 2 mm のモザイク状集合となってバンドをつくる。波動消光をしめす。緑泥石は淡黄～淡青色の多色性をしめし繊維状の集合体をなす。緑簾石は粒状で緑泥石の集合にともなわれる。

2) 準片岩

神坂対岸、村上および栃尾北方にそれぞれブロック状に分布する。栃尾北方の岩体は船津花崗岩と中生層に挟まれている。神坂対岸では古生層、結晶片岩と断層で接している。この種の岩石は暗緑色無斑晶で片理がよく発達している。一般的な片理方向は N80°E, 30°S である。鏡下の観察によれば、方解石、緑簾石、斜長石、緑泥石からなり、全体に圧砕作用をうけたあとがある。構成鉱物はいずれも細粒である。片理方向と並行に緑泥石プール、残存斜長石が配列している。モザイク状方解石のバンドが片理と平行して認められる。これらの間を微粒な長石類がうめている。

3) 塩基性進入岩類

この種の岩石には、はんれい岩質岩石と蛇紋岩がある。これらは中生層中に進入し、濃飛流紋岩による接触変成作用をこうむっている。

a) はんれい岩類

従来、古生層の構成員である Schalstein (Volcanic material) として一括されていたもののうちには、はんれい岩質の進入岩は多量に存在している。これらは、栃尾～神坂間の右岸、餌掛谷、黒谷、佳留萱等に

において小規模な岩脈状の形態をしめし、中、古生層中に侵入している。いずれも、地域中央部に集中して分布しており、その伸長方向は、この地域における構造帯の一般方向（東西方向）に一致している。この種の岩石は、野外において変はんれい岩、変はんれい岩質斑岩、再結晶質の角閃石はんれい岩の三つが識別できる。一般に圧碎組織をしめる部分が多く、一部にはへき開、線構造も認められる。変はんれい岩は中粒完晶質で、優白色のものと優黒色のものが漸移して現われる。変はんれい岩質斑岩は岩体の周辺にかぎって分布しており、暗緑色でひん岩質のものと、灰色で安山岩質のものがある。いずれも細粒顕晶質で互に漸移する。角閃石はんれい岩は中粒優黒質の岩石で、変はんれい岩と、変はんれい岩質斑岩との間に部分的に認められる。

鏡下での観察によると、変はんれい岩は完晶質中粒で、サリック鉱物はいちじるしく変質しており、緑泥石、スフェン等によって交代されわずかに斜長石の双晶面が残存している。マフィック鉱物はいずれも普通輝石であり、一部にウラル石化するものもある。これには破碎されて波動消光をしめすものがあり干渉色の高いものが多い。全体にこまかな網状のわれ目が発達しており、これは曹長石、炭酸塩鉱物によってうめられている。変はんれい岩質斑岩は、斑晶として 3 mm 大の斜長石、基質として斜長石、緑泥石、普通輝石を含んでいる。斜長石は、斑晶、基質いずれも柱状であり、撓曲あるいは破碎されている。輝石は、ほとんどが二次鉱物によって交代されている。輝石中に斜長石の柱状結晶がポイキリテックに含まれている。

b) 蛇紋岩

黒谷中流にレンズ状の岩脈をなし古生層と花崗斑岩の間に分布する。この伸長方向は、変はんれい岩類と同じようにこの地域における構造帯の一般方向（東西方向）に一致している。この岩石は一般に葉片構造を示す部分が多く、一部には圧碎組織が認められる。滑石の鉱床を内在し、磁鉄鉱、石綿などをともなっている。鏡下の観察によれば、きわめて細粒の葉片状蛇紋石（クリソチル）からなる基質に、針状～長柱状の透角閃石が散在する。透角閃石は新鮮なガルベン組織をしめしている。残晶はかんらん石のみである。ダンかんらん岩源とみられる。

5. 後期白亜紀火成活動

後期白亜紀火成活動はこの地域において、穂高安山岩類、濃飛流紋岩類と白亜紀末の花崗岩類の活動によってしめされる。

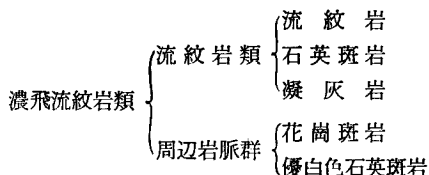
1) 穂高安山岩類

本岩は、濃飛流紋岩にはほぼ対比される岩石で、花崗岩によって貫入されている。南岳から穂高岳に至る尾根を形成している。地表に露出する部分の厚さは約 500 m である。地域外で基盤の中生層中に貫入し、地域内では白亜紀花崗岩類によって貫入されている。南岳付近のものは暗灰色の基質に 5 mm 大の斜長石の斑晶を有する。間の岳付近のものは前者に比較して、細粒であり、かつ輝石の斑晶が含まれる。鏡下では、いずれも典型的な斑状組織をしめす。斑晶は柱状の自形斜長石を主体とし、普通輝石の自形結晶を少量含む。間の岳付近のものはとくに細粒の緑泥石化した輝石からなるグロメロ組織～はんれい岩組織をしめす集合がスポット状に認められる。基質には不明瞭なりんかくの曹長石とみられる鉱物の変晶状に認められる。斑晶斜長石は、新鮮で累帯構造をしめすが、グロメロ組織を作るものは汚濁している。

2) 濃飛流紋岩類

この岩石は、笠ヶ岳を中心として広がる大規模な岩体を作っている。これは、美濃、飛騨高原に広く分布する石英斑岩、流紋岩からなる濃飛流紋岩体（河田（1961）らによって命名された）とは連続しないが、岩質、岩相、岩体の構造および形成時期からみて対比が可能であるので、ここでも同じ名称を使う。これは、古生層、中生層を貫ぬき接触変成を与えている。周囲の岩石との関係は、割谷中流部、外ヶ谷、小鍋谷および柳谷においてみられる。なお、この岩体と接する付近の古生層中には同源とみられる優白色の石英斑岩、花崗斑岩などの岩脈群が発達する。

濃飛流紋岩類に属する岩石は次のように分けられる。下記の二群は、各々の群の中では漸移している。



a) 流紋岩類

流紋岩：蒲田川右岸の尾根，クリヤ谷に分布する。小糸谷上流で中生層中に貫入している。暗灰色～暗紫色で斑状組織をなす流理構造の発達する均質岩相を主体とする。石英の斑晶を含むもの，球顆のあるもの，細粒均質でフロント質のものなど，変化に富む。鏡下の観察によれば，斑晶の石英は一般に破片状をしめし，融触縁をもつものが多い。

石英斑岩：蒲田川にそって広く分布する。古生層，中生層中に貫入し，接触部では周囲の岩層に変質を与えている。本岩は暗灰色～アズキ色で，破片状石英の斑晶と異質岩片に富む岩石である。異質岩片は，径2mm～3cm程度で角ばっており，チャート，砂岩，粘板岩，凝灰岩などからなり，その配列にはわずかに方向性がみとめられる。鏡下の観察では，斑状組織をしめす。斑晶は石英，斜長石からなる。基質は潜晶質である。石英は最も多量に含まれ，融触縁をもつものもあり，一般に板状で大型である。斜長石は，破片状のものが石英と比較して小型であり，ほとんど絹雲母，炭酸塩鉱物などによって汚染されている。カリ長石は，板状ないし不規則状で一部に微斜長石とみられるものもあり，汚染が著しい。

凝灰岩：笠ヶ岳の山頂部付近で石英斑岩中に水平な互層状に夾在されている。模式地においては，厚さ約200mの間に5枚の層がみられる。この岩石は自形石英1～2mm大の結晶を含む緑色の軽石質，あるいは緻質な凝灰岩である。

b) 周辺岩脈群

これらは，前述のように花崗斑岩と優白色の石英斑岩に分けられる。

花崗斑岩：蒲田温泉から足洗谷，外ヶ谷にかけて，巾約500m，長さ約5,000mで分布する。古生層，中生層中に貫入しており，接触部付近の岩層に変成を与えている。1cm大の斜長石，3mm大の石英による明瞭な完晶質粒状組織を特徴とする。岩体の周辺部では斑晶が細粒となっている。風化の進んでいるものは斜長石が紅色をしめす。鏡下では，カリ長石，石英，斜長石からなる完晶質粒状組織をしめす。他に黒雲母，角閃石を含む。カリ長石，斜長石はほぼ自形をなす。石英は他形で破砕されたものが多い。少量含まれるマフィックは，いずれも細粒の不規則な集合となって，無色鉱物の間をうめている。斑晶状の黒雲母は緑色で破片状である。角閃石は破砕されたものや，撓曲したものがみられる。また，細粒の斜長石をポイキリティックに含むものがある。

優白色石英斑岩：小鍋谷，外ヶ谷，割谷に分布する。巾約200mの分布域をもつ小岩脈群となって分布する。単位岩脈の規模は巾数mである。古生層中に貫入している。貫入部付近では塊状に古生層を捕獲している。優白色基質に1mm大の石英斑晶を少量含む斑状組織をしめす。鏡下の観察では，細粒の石英，斜長石からなる基質に破片状の石英の斑晶が点在する。

3) 花崗岩類

この岩体は外ヶ谷から滝谷付近まで分布し，穂高山塊の下部を構成している。外ヶ谷，小鍋谷，柳谷では古生層中に貫入しホルンフェルス化作用を与えている。柳谷では濃飛流紋岩類と複雑な形で接し，貫入関係が明確ではない。このことから，両者はほぼ同時期の活動であると考えられる。岩質は一般に白色中完晶質であるが，古生層と接する南部地域では有色鉱物が多く，船津型の花崗閃緑岩に酷似する岩相をしめす。一方，滝谷付近では有色鉱物の少ない白色花崗岩，いわゆる新期花崗岩となり，捕獲岩が多くなる。鏡下では，大型の柱状斜長石を主とし，石英，黒雲母および角閃石からなる完晶質粒状組織をしめすが，やや斑状である。基質部分は不規則縁でくみ合う細粒の石英と斜長石を主体とし，少量のカリ長石からなっている。斑状の斜長石は，自形性が高くラメラのこまかなアルパイト式双晶をしめす。基質の斜長石は汚濁してお

り、細粒である。黒雲母は、大型片状で緑褐色～黄褐色の多色性がある。角閃石は普通角閃石で少量含まれる。

6. 第 四 系

この地域の第四系は複雑な構成をしめしている。これらを焼岳火山の活動にともなう火山噴出物と、段丘堆積物と分けてとりあつかう。

1) 先焼岳火山岩類

この地域には、焼岳火山に先立って活動した各種の火山岩類が分布する。これらは、縦沢岳石英安山岩質溶結凝灰岩、高原石英安山岩質溶結凝灰岩、岩坪山溶結凝灰岩などである。いずれも岩相、岩質が類似するが、分布域が異なるので一応区別してとりあつかう。

縦沢岳石英安山岩質溶結凝灰岩

大ノマ乗越から以北において、縦沢岳を中心に西鎌尾根の手前まで尾根すじにかぎって分布する。同種の岩石は広サコ尾根、鍋平にもみられる。濃飛流紋岩の地形的上位に不整合で接している。

岩質は暗褐色の石英安山岩で、1～2 mm 大の自形石英や 1 mm 大の黒雲母を含む。下位では一部溶結し、流理構造が発達している。鏡下では、ハリ基流晶質組織をしめす基質の一部に溶結がみられる。ガラスを交代した杏仁状の緑泥石がみられる。斑晶は斜長石と石英を主体とするが他に黒雲母と少量のシソ輝石が認められる。斜長石、石英は破片状である。黒雲母は板状ないし短柱状で褐色～濃黄褐色の多色性をしめすがときに黄緑色のものがある。

高原石英安山岩質溶結凝灰岩

オゾブ谷上流から西方に、ゆるい傾斜をもつ台地状となって広く分布する。古生層、中生層、船津花崗岩類を不整合に被り。厚さ約 100 m である。灰色多孔質で凝灰岩様の外観をしめし、1～2 mm 大のアメ色の自形石英、1 mm 大の黒雲母の自形結晶を含む。包有物には本質的なものと異質的なものがある。特に下部では溶結がいちじるしい。

岩坪山溶結凝灰岩

岩坪山の山頂付近を中心に分布する。小糸谷、黒谷にもみられる。厚さは岩坪谷で約 50 m である。古生層、中生層、濃飛流紋岩類を不整合に被り。岩坪山では一部焼岳火山岩に被われる。一般に弱い溶結をしめす凝灰角礫岩である。石英、黒雲母の結晶を含む。2～3 cm 大の捕獲岩片は下部ほど多量に含まれ、かつ大形である。岩種は安山岩、凝灰岩が主であり、まれに花崗岩である。凝灰質の包有物は細長く押しつぶされた形態をしめす。

以上のべたように、この種の岩層はいずれも岩質、岩相が類似し、かつ、分布高度からも初生的には一連のものとみられる。これらは、洪積期に高原川上流を覆った高原火山岩類（磯見、野沢1956）の一部が、本地域にまでおよんだものとみられる。現在分布域が点在し小区域にかぎられるのは、浸蝕をまぬがれた一部が残存するものであろう。

2) 焼岳火山群

a) 位置および分布

焼岳火山群は乗鞍火山列に属し、ほぼこの中央に位置している。この位置は構造的にみると、先にのべた外縁帯の延長上でしかも南北性をもって孤状に配列する乗鞍火山列が交さすところにあたる。

この火山群は、割谷山火山、焼岳火山、白谷山火山から構成される。地形的にみると割谷山火山は原形をとどめていないが、白谷山火山は大体の形態をとどめている、焼岳火山は旧火口を有し原形をとどめている。これら諸火山の本体の高さは 400～500 m である。

これらの諸火山は角閃石安山岩の熔岩流を主とし碎屑物が少ないというんでは乗鞍火山列の基本的性格と一致する。ただし白谷山火山は例外的に碎屑岩層を主体としている。

b) 岩 質

これらの火山を構成するものは、岩相のうえから凝灰角礫岩と溶岩に分けられる。

凝灰角礫岩

これは噴出の時期によって、下部と上部に分けられる。

下部凝灰角礫岩は、割谷山火山、白谷山火山、焼岳火山を通じて最下位にある。白谷山火山を構成するものは他に比較し溶結の程度が高い。少量の輝石を含む角閃石安山岩質凝灰角礫岩である。輝石の量は、割谷山火山、白谷山火山、焼岳火山の順でより後期の活動になるものほど減少する傾向にある。特に、割谷山火山のものは頑火輝石を含むのが特徴である。

上部凝灰角礫岩は焼岳火山にかぎってみられるもので、黒谷と白水谷の間、大柵の東部に分布する。岩質は黒雲母を少量含む淡灰色、多孔質の角閃石安山岩である。この一部は厚さ約 20 m で中尾平におよんでいる。

溶岩

これは割谷山火山では二枚、白谷山火山では一枚、焼岳火山では二枚となっている。いずれも基質は暗灰色からアズキ色で、柱状の斜長石、角閃石の大型斑晶を含む含普通輝石角閃石安山岩である。白谷および焼岳上部のものは、黒雲母が特徴的に含まれる。

以上のべたことから各火山の形成順序は次のようである。最初期の火山活動は割谷山火山を中心に行われており、初期には凝灰角礫岩の形成があり、末期に溶岩流の活動がある。次いで、白谷火山の活動があり、この場合も割谷と同様、最初期に凝灰質火山砕屑流を大量に噴出し、ひきつづいて溶岩流の活動がある。割谷山火山と白谷山火山の活動時期の前後関係は、両火山の間により新期の焼岳火山が存在するため噴出物を直接対比することはできない。しかし、山体の浸蝕の度合からみると、割谷山火山が若干早期であろう。焼岳火山は更新世からひきつづき現在も水蒸気爆発等の活動がたびたび行なわれており、もっとも後期に形成されたものとみられるこれらはその初期——白谷火山と一部重複する疑がある——に、大柵、岩坪山を形成する溶岩を噴出し、つづいて中尾平、大柵東部を構成する砕屑岩類を噴出している。そして最末期には山頂部を形成する頂上溶岩が活動している。

3) 未固結堆積物

ここでは河岸段丘礫層についてのべ、火山性の堆積物、氷成礫層については省略する。

河岸段丘は地形面、位置および構成物によって上位段丘礫層、中位段丘礫層、下位段丘礫層、沖積層に分けられる。しかし、蒲田川支流足洗谷では、焼岳火山噴出物によって乱され、とくに中、上位段丘礫層は他地域との対比が困難である。

上位段丘礫層

これは構成物によって、平湯川、蒲田川流域の二つの地域に分けられる。

平湯川上位段丘礫層

この礫層は貝塩堰堤付近に発達し、一重ヶ根や、一宝水付近まで分布する。厚さは約 50 m で、段丘面の傾斜は水平に近く約 1/25 である。構成物は礫が基質より多く多少流理をしめしている。礫は亜角礫で、10~20 cm 大のものが多い。岩質は角閃石安山岩で白谷山火山岩の下部溶岩と同質である。基質は紫赤色の火山灰、火山砂である。

蒲田川上位段丘礫層

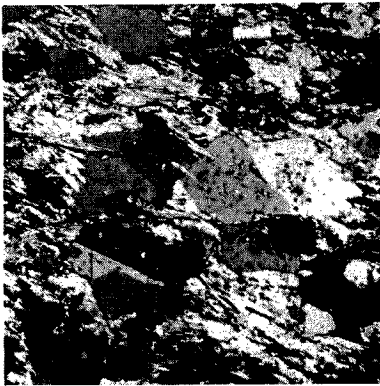
この礫層は厚さ約 100 m で千野平、鍋平、小鍋平を形成する。礫の配列、大きさは場所により多少異なる。構成物の大半は 30~100 cm の円~亜円礫である。その岩質は花崗岩を主体とし、閃緑岩、穂高山山岩類からなる。基質は花崗岩質の砂、泥である。

中位段丘礫層

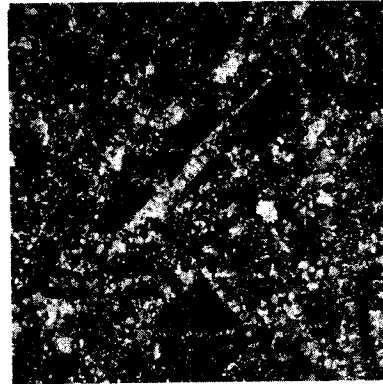
構成物より平湯川、蒲田川流域に分けられる。

平湯川中位段丘礫層

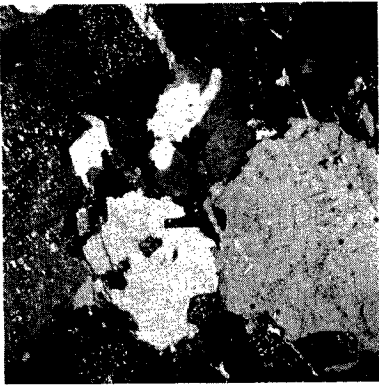
この礫層は上地ヶ根に発達し、厚さは 25~30 m である。段丘面の傾斜は約 1/15 である。構成物は礫と



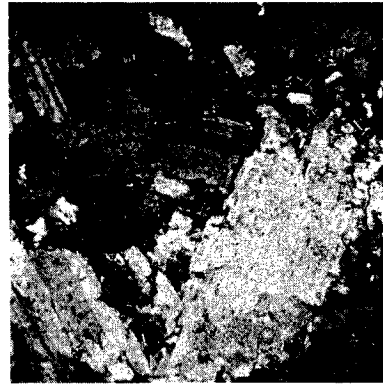
(1)



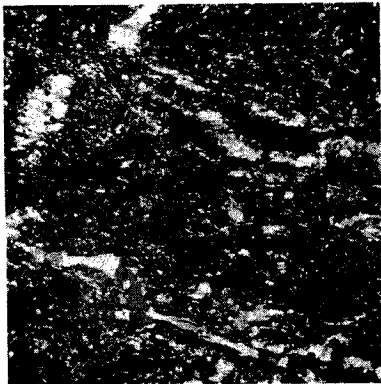
(2)



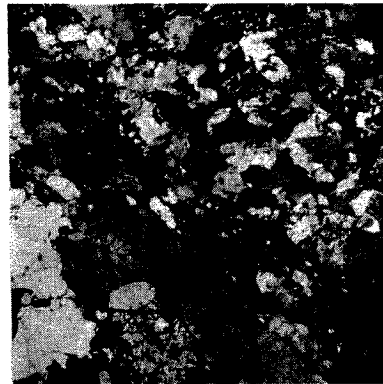
(3)



(4)



(5)

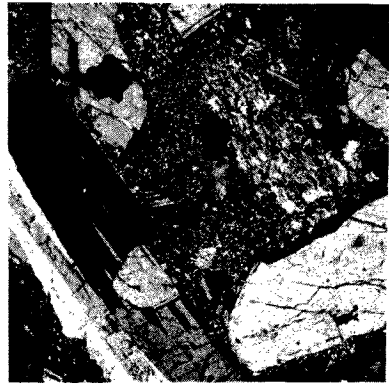


(6)

Photo. 1 (1) Crystalline schist Crossed nicols. $\times 20$
(2) chert Crossed nicols. $\times 20$
(3) Granodiorite Crossed nicols. $\times 20$
(4) Pyroxene meta-gabbro Crossed nicols. $\times 20$
(5) Semi-schist Crossed nicols. $\times 20$
(6) Sandstone Crossed nicols. $\times 20$



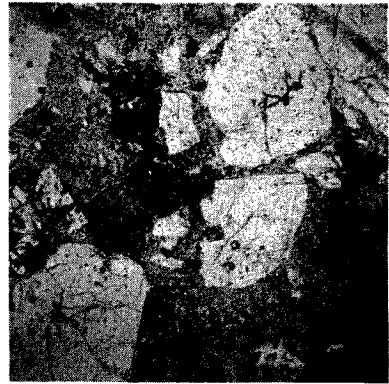
(7)



(8)



(9)



(10)

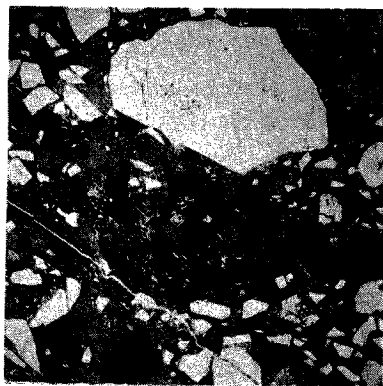


(11)

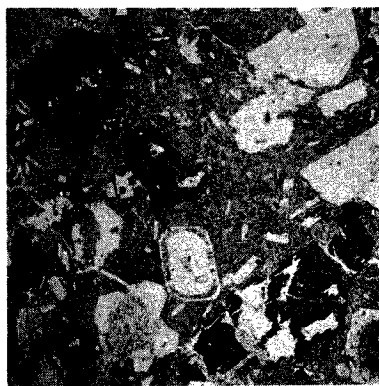


(12)

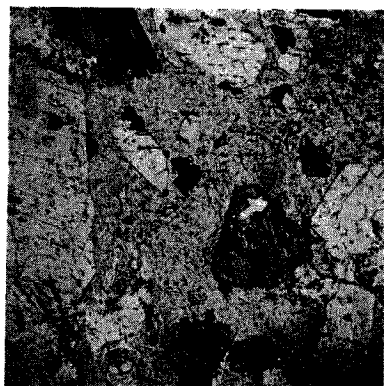
Photo. 2 (7) Meta-porphyrite Crossed nicols. $\times 20$
 (8) Meta-Dioritic porphyrite Crossed nicols. $\times 10$
 (9) Spherulitic rhyolite Crossed nicols. $\times 20$
 (10) Meta-Dioritic porphyrite Open nicol. $\times 20$
 (11) Granite Crossed nicols. $\times 20$
 (12) Quartz porphyry Crossed nicols. $\times 20$



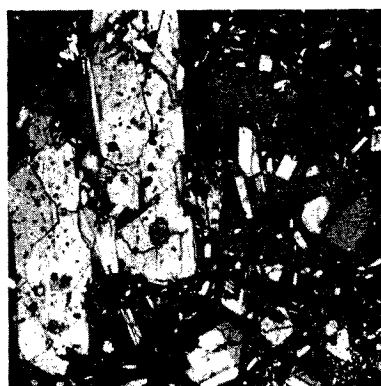
(13)



(14)



(15)



(16)

Photo. 3 (13) Biotite dacite Open nicol. (Welded tuff like)×20
 (14) Hornblende andesite Open nicol. (Sirataniyama)×20
 (15) Hornblende andesite Open nicol. (Yakedake)×20
 (16) Hornblende andesite (Yakedake) Crossed nicols. ×20

砂からなり、これらは不規則に配列している。礫と基質の割合はほぼ等しい。礫は暗灰色安山岩角礫で10～30 cm が主体をなしている。岩質は斜長石、角閃石の中粒斑晶を有し、暗灰色ガラス質の石基からなる角閃石安山岩が多い。基質は礫と同質の火山灰、火山砂よりなっている。

蒲田川中位段丘礫層

この礫層は右俣谷の中流柳谷から白出沢の間によく発達している。厚さは10 m である。礫は10～20 cm の円～亜円礫が多く、まれに50～100 cm 大の礫がみられる。礫種は花崗岩が大半をしめ、石英斑岩、穂高安山岩などかななる。

平湯川下位段丘礫層

この礫層は村上付近に発達し、厚さ1 m～数 m である。構成物は30～40 cm 大の円礫が多く、礫種は安山岩、凝灰岩、石英斑岩、石灰岩などである。基質は砂と泥である。構成比率は全体の約7割を礫がしめる。流水による流理構造を示し、部分的には10～30 cm 厚さのレンズ状砂層をはさんでいる。

蒲田川下位段丘礫層

この礫層は厚さ2～5 m で蒲田川に散在する。構成物は30～40 cm 大の亜円礫が多く、礫種は花崗岩類、流紋岩類、安山岩類からなっている。基質は砂と泥である。全体の8割を礫がしめる、その配列に規則性は

ない。

沖 積 層

蒲田川流域によく発達し、特に槍平、ワサビ平なども形成している。この構成物の種類および形態は、現河床のものと同じである。その地形面の高さは現河床から約 2 m 前後である。礫種は流紋岩類や花崗岩類からなり、現河床のものに比べて縦沢岳石英安山岩類が多くみとめられる。レキの大きさは 50~100 cm が大半をしめるが、1 m 以上のものも多くみとめられる。

7. 総 括

以上本文において、この流域の地質学的特性を記述した。次に、これらについて、構造発達史を中心に総括し結論にかえる。

1) この地域に分布する古生層(石炭—二畳系)は日本列島に広く存在するいわゆる本州地向斜の堆積物に属するものである。しかしながら、この地域ではとくに泥岩、石灰岩、礫岩、チャートないし凝炭質岩などの岩相が卓越していることが著しい特徴であって、このことについてはすでに指摘されているように、本州地向斜の北縁の堆積相とみなされる。

2) 古生代末には、現在の外縁帯に沿って船津花崗岩類の活動がある。これは不変成古生層帯と飛驒変成帯の移行部分に生じたものであって、北から南への衝上性の運動をともなっている。外縁帯の位置は、この運動時期に決定されたとみることができる。

3) 結晶片岩については、これを飛驒変成岩の一部とみなす意見と、古生層源の変成岩とする見解がある。現在いずれの見解もそれをうらぎける積極的根拠に欠けている。しかし、同種の結晶片岩が、現在飛驒帯に認められないことは確実である。したがって、前者の見解をとれば、外縁帯の発生は飛驒変成帯の内部構造にまでさかのぼることになる。また後者の場合、これら結晶片岩は三群帯の延長とみなされることにより、むしろ独立の変成帯として認識する必要が生じる。これらの問題については別に論述したい。

4) 一方、外縁帯にはその構成員として、中生代後期の堆積物や侵入岩類も参加しており、このことは、外縁帯の形成は、中生代末まで引きつづいて行なわれたことをしめしている。

5) 外縁帯の東方の延長は、地域東部で濃飛流紋岩によって被われる。濃飛流紋岩類および白亜期の花崗岩類は、白亜紀後期の火成活動の産物であり、これらは明らかに外縁帯と斜交する構造に支配されている。

ここで濃飛流紋岩類といっているのは、笠ヶ岳の山体を形成しているものであり、この火山岩相のものに隣接し、ほぼ同時期の深成岩相のものが発達している。これらの岩体の形成に関する構造運動に関しては別に論述したい。

6) こういった基盤岩類の上に第四紀の高原川火山噴出物、焼岳火山噴出物が直接することがこの地域の特徴である。このことからこの地域は第三紀全期間を通じて浸蝕地帯であったものと考えられる。

7) とくに焼岳火山列は外縁帯の構造および後期白亜紀末に形成された構造のいずれとも斜交しており別個の、新しい構造に支配されていると考えられる。

8) さらに、焼岳火山はその形成以来100回をこえる活動の記録があり、現在もひきつづいて活動していることは、乗鞍火山列においてはきわめて特徴的な現象である。この原因には種々のものが考えられるが、焼岳火山の地質学的位置に注目すれば、他と比較して顕著な構造運動が重複して行なわれている場所であり、基盤の構造が要因の1つと考えることもできよう。また、災害科学上の観点に立てば、焼岳火山は、山体の崩壊や土石流の発生が活発に行なわれているところであり、このことは、すでに述べたようにこの火山がその構成物として弱溶結の火山屑砕物を主体とすることが原因の一つと考えられる。

9) 新期堆積物は河岸段丘堆積物、氷成堆積物、氾濫源堆積物に分けられ、このような堆積物が多く発達していることから、これらを過去における土砂流出および堆積作用の化石として当時の地之り、山崩れ等の歴史を語るものと思われる。

10) 以上のように、この地域は新旧にわたりしかも多種類の岩石が分布しており、自然現象の観測および

試験研究地として適当な場所と考えられる。

なお、以上の考えにもとづいて、第三報として、酸性侵入岩体に特徴的な崩壊について報告する予定である。

最後に、本研究の遂行にあたって有益なご意見をいただいた富山大学教育学部相馬助教授に謝意をあらわすとともに、いろいろと資料をいただいた本多信昭氏および立山グループの方々に感謝したい。

参 考 文 献

- 1) 藤井昭二・他10名：高原川上流地域地質，神通川水系砂防調査報告書第4回，1967.
- 2) 藤本治義・鹿沼茂三郎・猪郷久義：飛驒山地の上部古生界について，飛驒山地の地質研究（1962）pp.44—70.
- 3) HAMADA, T.: Discovery of a Devonian Ostracod in the Fukuji District, Gifu Prefecture, West Japan, *Jap. Journ. Geol. Geogr.* Vol.30 1959 pp.39—51.
- 4) Igo, H.: Notes on the Osobubani conglomerate and some lower Permian fusulinids contained in its limestone pebbles, *pt.2, Tokyo Univ. Education, Sci. Rep. sec. C, 4*, 1956. pp.293—302.
- 5) 猪郷久義：飛驒山地福地付近の石炭系及び二畳系，地質雑 Vol.62, 1956. pp.217—240.
- 6) 石井清彦：7万5千分の1地質図白馬岳図幅および説明書，地質調査所，1937.
- 7) Ishioka, K and Suwa, K: Metasomatic development of staurolite schist from rhyolite in the Kurobe-gawa area, *Central Japan, Tour. Earth Science, Nagoya Univ.* 1956. Vol.4, pp.123—140.
- 8) Iwao, S: Garnet from Crystalline Schists near Hasidate, Ōmi-mati, Niigata Prefecture. (in Japanese). 1933, *Tour. Geol. Soc. Japan.* 40, pp.663—664.
- 9) Kamei, T.: The stratigraphy of the Palaeozoic rocks of the Fukuji district, southern part of Hida Mountainland (Study on Paleozoic rocks of Hida, Part.1), *Journ. of the Fac. of Liberal Arts, Shinshu University.* No.2 1952. pp.43—74.
- 10) Kamei, T. Igo, H.: Geology of circum-Hida tectonic zone, *Jap. Journ. Geol. Geogr.* Vol.63. 1957.
- 11) 亀井節夫：ひだ山地のシルリア系と基盤の問題，地球科学 No.32. 1957. p.8.
- 12) 亀井節夫：飛驒山地のデヴオン系について，飛驒山地の地質研究 1962. pp.33—43.
- 13) 加藤鉄之助：硫黄岳（焼岳）噴火事項，地質調査報告，震災予防調査会報告 第75号，1913.
- 14) 河内俊平：焼岳火山地質，神通川水系砂防調査報告書第3回，1966.
- 15) 野沢保：神岡鉱山付近での飛驒変成岩と船津花崗岩との関係，地質雑 Vol.61. 1955. p.365.
- 16) 野沢保・磯見博：船津付近で見られるひだ変成岩と船津花崗閃緑岩と古生層との関係，地質雑 Vol.62, 1956. pp.104—113.
- 17) 前田四郎：飛驒山地の手取層群の層序と構造，地質雑 Vol.64, 1958. pp.388—398.
- 18) 柴田秀賢・原喜久男：北アルプの花崗岩類，地質雑 Vol.60, 1954. pp.436—444.
- 19) Shibata, H. Kimura, T.: Geology and Petrography of the neighbourhood of Mt. Yarigatake and Mt. Hotakadake, *Jap. Journ. Geol. Geogr.* Vol.64, 1958. pp.561—566.
- 20) Shōhei Banno: Glancophane Schists and Associated Rocks in the Ōmi District, Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, Vol.29, 1958, pp.29—44.