砕屑性ザクロ石の化学組成からみた石川県白峰地域の手取層群の後背地*

Provenance nature of the Tetori Group in the Shiramine area, central Japan, based on the chemical composition of detrital garnets*

Abstract

大林達生**

Tatsuo Obayashi**

1994年7月11日受付.

1994年12月15日受理.

** 名古屋大学理学部地球惑星科学科.
Department of Earth and Planetary
Sciences, Nagoya University, Nagoya
464-01, Japan

Provenance analysis was carried out on sandstones of the Tetori Group in the Shiramine area, central Japan, on the basis of chemical composition of detrital garnets. Most garnets from the Tetori sandstones are chemically unzoned almandine with significantly high pyrope molecule up to ca. 40% (MgO=10.5 wt.%). They are poor in grandite and spessartine contents. Some grains of garnet retain original crystal outlines and are rich in spessartine and almandine molecules. Garnets relatively rich in grandite content are few. Statistical analyses of almandine garnets for pyrope content have revealed that their dominant pyrope content varies with the stratigraphic horizon. These garnets are subdivided into four types—Type I (average pyrope molecule is ca. 30%), Type II (average pyrope molecule is ca. 20%), Type III (average pyrope molecule is ca. 15%) and Type IV (average pyrope molecule is ca. 10%). Garnets of Type I are dominant in the upper horizon. Judging from the chemistry of detrital garnets, major parent rocks for the garnets were amphibolite-granulite facies pelitic or psammitic gneisses; garnets of Type I were probably derived from granulite facies metamorphic rocks.

CHIME ages for detrital monazite grains from the Tetori Group concentrate around 1740-1250 Ma, with minor concentration around 250 Ma. Since the 250 Ma CHIME monazite age corresponds to the emplacement time of the Gray Granite in the Hida terrane and to the age of main metamorphism of the Hida Gneiss, the 250 Ma monazites are likely to have come from basement rocks of the Hida terrane. It is noteworthy, however, that there are a number of clastic grains unlikely to have originated from the rocks of the present Hida terrane. This suggests that the present Hida gneiss and granite were probably only minor sources for the clastic rocks of the Tetori Group in the Shiramine area.

Key words: detrital garnet, provenance analysis, statistical analysis, heavy minerals, Tetori Group, Cretaceous, CHIME age, Hida terrane

はじめに

中期ジュラ紀から前期白亜紀にわたる手取層群は、飛騨帯・飛騨外縁帯の変成岩・花崗岩類を不整合に覆って分布し、後期ジュラ紀までの海成層（九頭竜亜層群）とそれ以降の非海成層（石徹白亜層群・赤岩亜層群）に大きく分けられる。

石川県南部の手取川上流域の白峰地域 (Fig. 1) には、手取層群上部の非海成層が広く分布し、一部の層準で“手取植物群 (Tetori flora)” と呼ばれる植物化石群を多量に産するため古くから研究がなされてきた (松尾・大村, 1966 参照)。当

地域の非海成白亜系は、最近では恐竜化石がいくつも発見されたことで新たな注目を集めている (例えば、東ほか, 1992)。しかし、従来の手取層群の研究は古生物学的あるいは層序学的な研究が中心で、広域にわたる堆積盆地の形成史を論ずるための砕屑岩の後背地に関する検討はあまりなされてこなかった。白峰地域の手取層群に関連する研究は、前田四郎による精力的な研究 (前田, 1958, 1961a, b など) をはじめとして、河合 (1961)、大村 (1964, 1965, 1973) などがあるが、手取川ダム建設前に実施された石川県教育委員会 (1978) の総合的な研究以降は、平・松尾 (1983) などいくつかの報告があるにすぎない。

筆者は、1990 年以來白峰地域の手取層群の堆積地質学的研

* 日本地質学会第 99 年学術大会 (熊本, 1992 年 4 月) において一部講演。

Fig. 1. Index map showing the location of the study area (Shiramine area) and distributions of the Tetori Group and the Hida gneiss and granite.

究を行っている。小論では、砂岩中の碎屑性重鉱物の性質、特にザクロ石の化学組成の統計学的検討から明らかになった白峰地域に分布する手取層群の後背地の性質について報告する。

ザクロ石は変成岩中によくみられる鉱物で、一部の花崗岩や火山岩などの中にも産する。堆積岩中には、こうした岩石からの碎屑粒子として、しばしばかなりの量のザクロ石が含まれる。ザクロ石の化学組成は、その生成環境により異なり、特に変成岩中ではその変成条件をよく反映しているため、これらに関連づける研究が古くからなされてきている（例えば、Miyashiro, 1953 など）。火成岩中に産するザクロ石についても、その化学組成と起源の関係が明らかにされてきた（都城, 1955; 加納・八島, 1976 など）。こうした特徴のため、ザクロ石は堆積岩の後背地の性質を探るためのよい指標として用いることができる。一般にザクロ石の組成データを比較する際には、Sp-Alm-Py等の三角ダイアグラムを用いる。しかし、試料ごとの測定数が多ければ、各ダイアグラム上では一定の組成領域に多くのデータが集中してプロットされることが普通である。したがって、三角ダイアグラムからは、組成範囲は読み取れるが、その組成範囲内でのデータの頻度分布状態ははっきりしない。この頻度分布状態を明らかにし、後背地に関するより詳しい情報を得るため、本研究では三角ダイアグラムでの比較検討に加え、データの統計学的検討を行った。

地質概略

本地域に分布する手取層群の基盤は飛騨変成岩類で、主として珪質片麻岩・角閃石片麻岩・結晶質石灰岩からなる。その他、黒雲母-角閃石片麻岩・黒雲母片麻岩・アプライト・黒雲母花崗岩なども認められる。片麻状構造の走向は一般に北東-南西から東西である（小林, 1958）。珪質片麻岩中の副成分鉱物にはスフェーン（チタナイト）が多く、角閃石片麻岩などはザクロ石を含むことがある。これらの基盤岩類は調査地域の北東部に分布し、手取層群とは断層で接している。基盤岩類の分布地域の南端にあたる大嵐谷では、片麻岩類が堆積岩類に衝上している（大嵐谷衝上; 前田, 1961a）（Fig. 2）。

前田（1961b）によれば、後述する大道谷層を除いた白峰地域の手取層群は、石徹白亜層群から赤岩亜層群に相当し、ジュラ紀後期から白亜紀前期に堆積したとされている。しかし、堆積時代については、ジュラ紀末期から白亜紀前期（松尾・大村, 1966）あるいは基本的にすべて白亜紀前期（河合, 1961）とする意見もあり、確定されていない。層序区分についても、研究者によって少しずつ異なった見解が示されているが、本研究では、基本的には石川県教育委員会（1978）に従い、調査地域の手取層群を、下位より、五味島層、桑島層、赤岩層（砂岩・シルト岩互層および塊状砂岩層）、明谷層に区分した。ただし、明谷層の上位にくる大道谷層については、明谷層との間に不整合が存在し、凝灰質で岩相もかなり異なることから、河合（1961）や大村（1973）などと同様、手取層群には含めなかった。五味島層と桑島層が石徹白亜層群、赤岩層と明谷層が赤岩亜層群に分類されている（前田, 1961a; 石川県教育委員会, 1978）が、桑島層から明谷層までの各層は漸移関係、また一部は指交関係にあると考えられる。

これらの上位には、主に粗粒な凝灰岩からなる白亜紀後期の面谷流紋岩類が存在する。

調査地域の手取層群は、おおむね北西-南東あるいは東西南方向の走向で、南に行くほど若い層準が分布している。これらの地層は、北部では一部が断層によって擾乱を受けているが、南部では緩く褶曲している（Fig. 2）。

以下に、手取層群の各層の岩相について述べる。

五味島層

五味島層は飛騨変成岩類を不整合に覆う基底礫岩であるが、調査地域内ではその北端で小岩体が断層沿いに露出するに過ぎない（Fig. 2の矢印地点）。礫岩層は主として中礫から巨礫までの淘汰の悪い花崗岩や変成岩礫から構成され、黒色頁岩の中礫を少量含む。礫のうち最大のものは淡いピンク色の花崗岩質礫で、長径約80cmである。花崗岩質礫は斜長石に富みカリ長石が少なく、モード組成上は花崗閃緑岩に相当する。この花崗岩質礫は比較的細粒で、黒雲母が散在し、石英はしばしば波動消光する。礫岩の基質は緑泥石を多量に含んでおり、暗緑色をしている。本地域の五味島層は、模式地のもの（前田, 1958）とは、結晶質石灰岩の礫をほとんど含まない点、礫径が一般に小さく円磨度が比較的高い点で異

Fig. 2. Geological map of the Shiramine area with sampling localities (diamonds in the map) for heavy mineral analyses. Also given is the columnar section of the Tetori Group; conglomerate of the Akaiwa Formation is shown only in the columnar section. alt.: alternating.

なっている。

なお、五味島層と飛騨変成岩類との境界は、当地域では手取川ダムによって水没していて、現在は観察できない。

桑島層

桑島層は細粒または中粒の灰色砂岩と暗灰色から黒色の泥岩からなる互層である。砂岩および泥岩の単層の厚さは数十 cm 程度であるが、砂岩層は時に 2 m 前後の厚さに達することがある。桑島層には、全体に植物化石およびその破片が多く含まれており、恐竜の歯や足跡の化石も発見されている（白峰村教育委員会，1989）。桑島層の層厚は約 250 m と見積もられる。

桑島層の砂岩は、石英のほかに斜長石に富み、マイクロクリンなども含む長石質アレナイトまたはワッケである。砂岩中では、しばしば多量の雲母片がほぼ層理面に平行に定向配列している（Plate I-1）。雲母類としては黒雲母が最も多く、白雲母はそれと比較すると少ないが、試料によってはかなりの量が含まれている。岩石片は一般にあまり多くないが、変成岩起源と思われる多結晶石英や雲母片岩の岩石片などが認められる。砂粒の円磨度は angular から subrounded であるが、subangular の粒子が多い。特に細粒の砂岩では、雲母類だけでなく石英・長石類にも短冊状の細長い粒子が数多く見られる。砂粒の分級度は中程度である。重鉱物としては、ジルコンが普遍的に存在し、ザクロ石・不透明鉱物・アパタイト・電気石等も認められる。細粒砂岩は重鉱物に富み、後出の試料 Kwj-1 では、ザクロ石が多く、周囲の石英・長石粒子と大きさにあまり差のない径 80 μm 程度のものがかなり含まれている。

赤岩層下部層（砂岩・シルト岩互層）

赤岩層の下部は、中粒から粗粒の灰白色砂岩と暗灰色または暗褐色のシルト岩の互層からなる。下位の桑島層と比べると全体に粗粒で、厚さ 20 cm から 4 m 程度の砂岩層が卓越する。シルト岩はしばしば砂質でかなり粗い。砂岩中にもシルト岩中にも炭質物が頻繁に含まれている。赤岩層下部層の層厚は約 650 m と推定される。

砂岩の多くは長石質アレナイトまたはワッケである。長石類としては一般に斜長石が多いが、マイクロクリンが多いものも存在する。粗粒な砂岩には花崗岩や片麻岩の岩石片に富むものがみられる。中粒の砂岩には岩石片は比較的少ないが、片麻岩や花崗岩の岩石片がしばしば認められる。これらの岩石片中の石英は波動消光するものが多い。その他、雲母片岩や、試料によってはチャート（Plate I-2）、石灰岩の岩石片なども認められる。また、未固結～半固結の状態で取り込まれたシルト岩の偽礫を含むものもある。中粒の砂岩には、桑島層の砂岩に特徴的に認められた雲母類の定向配列がみられるものがある。砂粒の円磨度は angular から subrounded で、多くは subangular である。砂粒の分級はよくない。砂岩層は級化成層していることがある。重鉱物は、ジルコンのほか、電気石・アパタイト・ザクロ石・不透明鉱物が一般的である。まれにルチルも存在する。電気石は、時に 250 μm 前後の大粒のものがみられる。このような粗粒の電気石粒子には多くの割れ目がみられる。ザクロ石も 160～300 μm 程度の

大きな碎屑粒子として含まれていることがある（Plate II-2）。砂岩の基質や鉱物の割れ目には、しばしば二次的にシデライトやカルサイト等が晶出している。斜長石も二次的な変質を受けて部分的にセリサイトに置き換わっていることがよくある。

砂岩層中には、円磨された石英質アレナイトの礫が層状またはレンズ状に濃集していることがある。ただし、真のオーソコツァイトは多くない。石英質アレナイト礫とともに、まれに花崗岩や片麻岩の円礫も存在する。礫岩層の中にはかなり連続性のよいものもある（例えば、^{びゃあにだん}百谷礫岩；石川県教育委員会，1978）。礫は、大きなものでは直径 20 cm 強に達する。

赤岩層上部層（塊状砂岩層）

赤岩層上部層はシルト岩をほとんど挟まず、塊状の厚い砂岩層となる。このため、露頭規模では多くの場合無層理にみえる。シルト岩は、時にごく薄いレンズ状の同時侵食礫の集合体としてみられる程度である。赤岩層上部層の層厚は、全体が塊状無層理のため見積もりにくいが、手取川本流より西の^{あかだん}赤谷川流域では約 600 m、白峰の東側の手取川本流沿いでは 800 m から 900 m 程度と推定される。

赤岩層上部層の砂岩層中には、下部層の砂岩と同様に、石英質アレナイトの円礫を含むレンズないしは礫岩層が頻繁に挟在する。砂岩層には斜交層理が発達していることがある。また、まれに石英質アレナイト礫の濃集部では礫のインブリケーションがみられることもある。インブリケーションから推定される礫の見かけの運搬方向は、赤谷川中流沿いでは南から北である。砂岩は分級が悪く subangular から subrounded の碎屑粒子を多く含む長石質アレナイトである。長石は斜長石が量的に多い。長石類はしばしば変質しており、セリサイトが生じたりカルサイトなどで置換されている粒子も少なくない。岩石片として、波動消光する石英からなる花崗岩・片麻岩および雲母片岩などがしばしばみられる。径 1 mm 以上の粒子が多い極粗粒砂岩中に中粒以下の砂粒からなる葉理が発達していることがあり、葉理部には重鉱物が濃集していることがある。重鉱物としては、ジルコン・ザクロ石（Plate II-3）・電気石などが含まれ、時にルチルも認められる。

明谷層

明谷層は下位の赤岩層上部層（塊状砂岩層）と同様の厚い砂岩層が主体で、塊状砂岩層と岩相上はほとんど変わらないため、識別し難い。大村（1965）は、明谷層の砂岩は赤岩層のものに比べて「岩質的にはややルーズである」としているが、顕著な差は認められない。差があるとすれば風化の度合の違いによるものと思われる。赤岩層上部層との違いは、砂岩層の単層がやや厚さを減じ、暗灰色から黒色または暗褐色のシルト岩層を再び挟在するようになることである。本研究では、砂岩層が再びシルト岩と互層し始める層準を明谷層の基底とした。砂岩中には石英質アレナイトの円礫がしばしば含まれるが、赤岩層に比べるとまばらになり、礫層を形成することはない。また、礫径も赤岩層のものに比べて小さなものが多い。明谷層の層厚は約 360 m と推定される。

明谷層の砂岩は、一般に長石質ワッケまたはアレナイトで、基質が比較的多い。長石類は斜長石が優勢であることが多いが、斜長石が非常に少なくマイクロクリンが卓越する砂岩も存在する。岩石片としては、波動消光する石英を主体とした片麻岩や花崗岩の岩石片が存在する。まれにチャートの岩石片も存在する。円磨度は下位の各層と同様に概してよくなく、angular から subrounded である。分級度も低い。重鉱物として、不透明鉱物・ジルコン・電気石・アパタイト・ザクロ石などがみられる。不透明鉱物と電気石は、砂岩によってはかなり多量に含まれることがある。電気石は、赤岩層の場合と同様に割れ目のある大きな粒子として含まれることがある (Plate I-3)。不透明鉱物の周辺や基質の多い部分を中心にシデライトが二次晶出していることが多い (Plate I-4)。二次的なヘマタイトやカルサイトが生成している部分もある。

碎屑性重鉱物

手取層群の砂岩中の碎屑性重鉱物のうち、ジルコンはどの試料中にも多く含まれ、おおむね全碎屑性重鉱物の 50% 以上を占める (Fig. 3)。ジルコンのほか不透明鉱物も普遍的にみられる。ザクロ石の量は試料によって大きく異なり、多いものでは全重鉱物の 30% 前後を占めることがある (Fig. 3, Myd-1) が、ほとんど含まれない場合もある。一般に、比較的細粒の砂岩にはザクロ石が多く含まれ、粗粒の砂岩ではジルコンと不透明鉱物が優勢であることが多い。ただし、粗粒砂岩であっても、重鉱物が濃集する帯状の細粒葉理部が存在し、ザクロ石に富むことがある。

赤岩層などの砂岩には、電気石が 10% 以上含まれている試料がある (Fig. 3, AkU-2)。また、桑島層の砂岩をはじめとする比較的細粒の試料中には、前述したように雲母類が多く含まれ、黒雲母のほかにしばしば特徴的に多量の白雲母片が含まれる。ただし、Fig. 3 に示した構成比は、後述するパンニングによる方法で分離した重鉱物を試料として用いたため、雲母類は少なめの値がでている。その他の重鉱物としては、アパタイトや、わずかであるが試料によりモナザイト・ルチルなどが含まれることがある。

いくつかの試料中にはシデライトが多量に含まれているが、これらのシデライトはしばしば粒状結晶の集合体として産し (Plate I-4)、カルサイトやヘマタイトに伴われていることが多い。これらの多くは二次的に晶出したものと考えられるので、碎屑性重鉱物からは除外した。

どの試料中にも普遍的に含まれるジルコンは、いずれも淡いピンク色の群色を示し、各粒子は自形の結晶面をよく残した無色透明のものから赤紫色を呈する円磨されたものまで存在する。粒子の大きさは、長径が 0.1 mm 内外である。

碎屑性ザクロ石の化学組成

化学組成を測定したザクロ石は以下の方法で分離した。(1) 砂岩試料を 60 メッシュ (250 μm) 以下に粉碎する。(2) こうして得られた粉末試料から、パンニングによって重鉱物を濃集させる。(3) 重鉱物の濃集体から、あらかじめ強磁性鉱物を取り除いた上、マグネティックセパレーター (杉本鉄工所製；

Fig. 3. Compositional variations of detrital heavy minerals separated by panning from the representative Tetori sandstones in the Shiramine area.

前後傾斜 7°, 左右傾斜 12°, 0.7 A) で、磁性のないジルコンや少量残った石英などを分離する。(1)~(3)によって砂岩試料から濃集・分離したザクロ石をスライドガラス上にマウントして研磨し、EPMA (日本電子製 JCSA-733) で各粒子の組成を測定した。測定は各粒子の中央付近で行うことを基本とした。比較的大きな粒子については累帯構造の有無を調べるため周辺部も併せて測定したが、Fig. 4 の三角ダイアグラム上には中央部の組成のみをプロットした。

手取層群のザクロ石は、下位の桑島層から上位の明谷層まで層序を問わず、大部分がパイロプ成分をかなり含んだアルマンディンで、Sp-Alm-Py ダイアグラム上では、Alm-Py の辺に沿った領域にプロットされるものが多い (Fig. 4)。パイロプ成分は最大で約 40 モル% (MgO=10.5 wt.%) に達する (Table 1-2; 大林ほか, 1992)。また、赤岩層の砂岩・シルト岩互層の比較的下層部にあたる層準の試料の一部には、スペッサルティン成分に富むザクロ石が、全体の 20~30% 程度の割合で含まれるものが存在する (Fig. 4, AkL-2, AkL-3; Table 1-5, 8)。これらのザクロ石群は、ほとんどアルマンディンとスペッサルティンのみからなり、スペッサルティンの含有量は 20~70 モル% の間に散らばるが、平均約 40 モル% である。このスペッサルティンに富むザクロ石の中には、60~100 μm 程度の自形結晶がしばしば存在する (Plate II-4~7)。このようなザクロ石は、現在のところ赤岩層下部層の試料にのみ見いだされ、他の層準からは得られていない。グランダイト成分に富むザクロ石は各層ともごく少量で、赤岩層ではまったくないといってよいほど少ない。ザクロ石の大部分は組成的に均質で、累帯構造を示すものは少ない。まれに正累帯あるいは逆累帯構造をもつザクロ石 (Table 1-18~22) が存在するが、組成の幅の小さいものがほとんどである。

調査地域北東部に分布する飛驒片麻岩中のザクロ石の組成

Fig. 4. Plots of chemical compositions of detrital garnets from the Totori sandstones in the Shiramine area. N: number of grains analyzed. Alm: almandine, Gra: grandite, Py: pyrope, Sp: spessartine.

も、比較のため2試料について測定した (Table 1-23, 24). 1つはこの地域に多くみられる角閃石片麻岩中のザクロ石で、その組成はグランダイト成分を23~32モル%含んだアルマンディンである。パイロップ成分は多いもので10モル%程度である。もう1つはアプライト中のザクロ石で、スペッサルティン成分を約25モル%含むパイラルスパイトで

ある。また、鈴木ほか (1989) によれば、手取川地域における泥質片麻岩中のザクロ石のパイロップ成分は12~15モル%と少ない。飛騨帯の泥質片麻岩全体でみてもパイロップ成分に富むザクロ石は少なく、パイロップ成分は最大でも28モル%に満たない。

Table 1. Representative EPMA analyses of detrital garnets from the Tetori sandstones (1-22) and garnets from the Hida gneiss (23, hornblende gneiss) and granite (24, aplite) in the Shiramine area, central Japan.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Kwj-1		AkL-1	AkL-2		AKL-3			AKL-5			AKU-1		Myd-1			
SiO ₂ (wt.%)	37.7	39.8	38.4	37.2	37.1	37.9	39.0	37.3	37.1	38.7	38.9	37.9	38.5	39.1	38.4	38.6	40.0
TiO ₂	0.00	0.06	0.04	0.07	0.00	0.04	0.05	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00	0.05	0.11	0.02	0.08
Al ₂ O ₃	21.6	22.5	21.5	21.0	20.8	21.1	21.7	20.8	21.1	21.6	22.0	21.2	21.4	21.4	20.9	21.7	21.8
Cr ₂ O ₃	0.12	0.03	0.02	0.05	0.00	0.00	0.11	0.00	0.05	0.01	0.04	0.02	0.00	0.03	0.09	0.05	0.09
FeO*	32.9	25.3	34.7	34.5	25.7	35.3	32.1	24.0	36.2	30.6	27.9	33.6	30.6	26.5	33.2	29.0	26.2
MnO	1.05	0.31	1.97	1.86	16.0	1.85	0.86	17.7	1.02	0.73	0.54	1.20	0.35	0.38	1.00	0.62	0.22
MgO	5.24	10.5	3.22	3.44	0.11	2.53	4.89	0.22	3.86	7.28	9.52	4.37	7.50	10.4	5.17	7.72	10.0
CaO	1.27	1.40	1.00	1.14	0.58	1.05	1.17	0.59	0.98	0.92	1.19	0.88	0.87	1.28	1.62	1.30	1.08
total	99.78	99.92	100.84	99.29	100.22	99.75	99.84	100.46	100.33	99.84	100.13	99.26	99.20	99.16	100.40	99.02	99.51
Alm	73.2	54.8	79.4	78.5	60.0	82.1	74.4	55.8	79.8	67.3	59.4	76.8	67.4	56.2	72.9	64.3	57.4
Py	20.8	40.6	13.1	14.0	0.5	10.5	20.2	0.9	15.2	28.5	36.2	17.8	29.4	39.5	20.3	30.6	39.1
Sp	2.4	0.7	4.6	4.3	37.8	4.4	2.0	41.5	2.3	1.6	1.2	2.8	0.8	0.8	2.2	1.4	0.5
Gra	3.6	3.9	2.9	3.3	1.7	3.1	3.5	1.8	2.8	2.6	3.3	2.6	2.5	3.5	4.6	3.7	3.0

	18		19		20		21		22		23		24	
	AKU-1								Myd-1		Hida (1)		Hida (2)	
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
SiO ₂ (wt.%)	38.5	38.1	38.8	38.7	38.7	38.9	39.4	39.5	38.9	38.5	37.1	36.5	36.8	37.2
TiO ₂	0.14	0.00	0.04	0.06	0.00	0.02	0.00	0.04	0.10	0.08	0.02	0.03	0.07	0.00
Al ₂ O ₃	21.2	21.0	22.3	21.4	21.9	22.4	21.6	21.6	21.2	21.0	21.1	20.7	20.2	20.3
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.12	0.05	0.04	0.02	0.06	0.18	0.02	0.06	0.00	0.08	0.01	0.01
FeO*	33.3	33.6	27.8	29.5	28.1	26.5	29.1	29.4	32.3	33.5	28.3	26.9	28.9	29.0
MnO	0.71	1.16	0.45	0.50	0.56	0.49	0.64	0.44	0.97	1.24	1.78	4.19	10.7	10.8
MgO	5.22	3.53	9.99	8.72	9.45	9.72	7.99	8.53	5.14	4.19	2.29	1.55	1.15	1.00
CaO	2.32	2.85	0.79	0.77	1.01	1.02	1.01	1.06	1.06	1.04	8.63	9.98	1.49	1.49
total	101.53	100.25	100.30	99.65	99.81	99.03	99.81	100.78	99.67	99.58	99.14	99.95	99.33	99.80
Alm	72.0	75.1	59.1	63.4	60.0	58.1	64.3	63.3	73.7	76.9	62.5	57.6	66.2	66.5
Py	20.1	14.1	37.8	33.4	36.0	38.0	31.5	32.8	20.9	17.2	9.0	5.9	4.7	4.1
Sp	1.5	2.6	1.0	1.1	1.2	1.1	1.4	1.0	2.2	2.9	4.0	9.1	24.8	25.0
Gra	6.4	8.2	2.2	2.1	2.8	2.9	2.9	2.9	3.1	3.1	24.5	27.4	4.4	4.4

* total iron as FeO. Analyst : T. Obayashi.

後背地の検討

碎屑性ザクロ石からの検討

先に述べたように、調査地域の手取層群の碎屑性ザクロ石は、ほとんどがグランダイト・スペッサルティン成分に乏しいアルマンディンであり、組成からみて、泥質または砂質変成岩起源 (Miyashiro, 1953; Deer et al., 1982 など) のものであると考えられる。Sp-Alm-Py ダイアグラム (Fig. 4) でみる限り、層準によるザクロ石の組成変化は顕著ではなく、一部の層準でスペッサルティン成分に富むものが含まれる以外、全期間を通じて大きく変化しなかったように見える。しかし、これらの碎屑性ザクロ石群がアルマンディン-パイロープの2成分系として近似し得ることを利用し、それぞれの試料で測定したザクロ石粒子のパイロープ成分比について頻度分布をとり、層準との関係を検討した結果、顕著な変化が認められることが明らかになった。以下に、その方法とそこから推定される後背地の変遷について考察する。なお、解析にあたっては、速水 (1969)、藤井 (1971)、Li (1984) などをも参考に統計処理を行った。

1. 頻度分布のとり方

スペッサルティン成分やグランダイト成分が多いザクロ石は、アルマンディン-パイロープの2成分系として近似できないだけでなく、スペッサルティンやグランダイト成分比の

影響が頻度分布にノイズとなって現れる。そこで、はじめにグランダイト成分が10モル%以上のザクロ石を母集団から除外した。しかし、手取層群の砂岩中にはこのようなザクロ石はまれであるので、除外したザクロ石が全体の解析に大きな影響を与えることはないと考えられる。グランダイト成分に富むものを除いた上で分析値をSp-Alm-Py ダイアグラム (Fig. 4) で検討すると、アルマンディン-パイロープ系列のザクロ石とアルマンディン-スペッサルティン系列のザクロ石の間には、スペッサルティン成分の20モル%付近に組成領域の不連続が認められる。そこで、ここではスペッサルティン成分20モル%未満のザクロ石を母集団として、パイロープ成分比の頻度分布をとった。頻度分布をとるにあたっては、偶然性による頻度のぶれを最小限にするため、階級数がデータ総数の1/2乗程度となるように (速水, 1969) 階級の幅を設定した。

2. 仮説および検証結果

パイロープ成分比の頻度分布の特徴は試料によって異なる。すなわち、Fig. 5にみられるように、ほぼ左右対称の釣鐘型の分布を示す試料と、バイモーダルな分布や歪度の絶対値が大きな分布を示す試料が存在する。AkL-5, AkU-1, Myd-1のようにバイモーダルや左右非対称の分布を示す試料は、組成的に累帯構造をもったザクロ石の結晶が堆積時に壊れてばらばらになったことに起因する可能性も考えられ

Fig. 5. Observed histograms of pyrope contents of the detrital Alm-Py garnets from the Tetori sandstones. N: number of analyzed Alm-Py garnets.

る。しかし、本地域の碎屑性ザクロ石は大きな粒子でもほとんど累帯構造がないことが多い。累帯構造を示す場合でも、その程度は弱く、AkL-5に認められるようなバイモーダル分布を形成するほど大きな組成幅はもっていない (Fig. 6, Table 1-18~22)。

そこで次のような仮説をたてた。すなわち、(1)ある1つの供給源からもたらされた碎屑性ザクロ石群は、Kwj-1やAkL-2のような左右対称の釣鐘型の組成分布をする。(2)仮説(1)が成り立つならば、バイモーダルや左右非対称の組成分布を示すのは、ザクロ石が複数の供給源からもたらされ、混合した結果である。

仮説(1)の検証のため、上記の碎屑性ザクロ石を供給した岩石と同様の性質をもつと推定される大きな累帯構造をもたないパイラルスパイト系列のザクロ石を産する砂岩-泥岩起源の変成岩として、愛知県幡豆地域の領家変成帯(浅見ほか, 1982)を選び、変成岩分布域内を流れる男川の川砂からザクロ石を分離してそのパイロプ成分比の頻度分布について調

Fig. 6. Compositional variation in a large angular grain of garnet from a light gray medium- to coarse-grained feldspathic arenite. Abbreviations are the same as for in Fig. 4.

Fig. 7. Observed histogram of pyrope contents of garnets from river sand in the Ryoke metamorphic belt. N: number of data. st. dev.: standard deviation.

べた。その結果、川砂中のザクロ石は明瞭な左右対称の釣鐘型の組成分布を示すことが判明した (Fig. 7)。以上のことから、仮説(1)は成立すると考えられる。

Fig. 7の組成分布を、仮に正規分布として χ^2 (カイ2乗) 検定を行ってみると、その χ^2 値は9.0 (自由度10) となり、有意水準5%での有意限界値18.3を大きく下回り有意差は認められない。すなわち、1つの供給源からもたらされたザクロ石群の組成分布は、近似的に、正規分布に従っているものとして扱っても差し支えないことになる。

手取層群の左右対称の組成分布を示す試料について、データから算出した平均・標準偏差をもとに正規分布として χ^2 検定を行うといずれも有意限界を下回り (Table 2), 単独の供給源をもつとするこれまでの仮定に矛盾しない。 χ^2 検定で正規分布との間に有意差の認められる試料、すなわちバイモーダル分布や歪度の絶対値の大きな組成分布を示す試料については、2つの正規分布の合成 (Li, 1984 参照) とみなしてフィッティングを行なった (Fig. 8)。フィッティン

Table 2. Chi-square table for goodness-of-fit tests against the normal distribution for the observed histograms of pyrope contents of the detrital Alm-Py garnets from the Tetori sandstones. d.f. : degree of freedom.

Sample	χ^2 values		
	d.f.	Observed χ^2	Tabulated $\chi^2_{0.05}$
Kwj-1	9	6.0	16.9
AkL-1	8	7.6	15.5
AkL-2	6	1.2	12.6
AkL-3	6	27.9	12.6
AkL-5	12	22.6	21.0
AkU-1	11	21.5	19.7
Myd-1	12	22.4	21.0

Fig. 8. Observed histograms of pyrope contents of the detrital Alm-Py garnets from the Tetori sandstones and estimated frequency distribution curves. Each expression above the histograms on the right, which is considered to be a combination of two populations, indicates the function of the estimated frequency distribution calculated by curve fitting, where $N(m, s^2)$ represents the function of the normal distribution, and coefficients represent the ratios of each population to the whole. m : mean, s : standard deviation.

Table 3. Chi-square table for goodness-of-fit tests against the combination of two populations with normal distribution for the histograms of the samples which are significant on the tests showing in Table 2.

Sample	Number of populations	χ^2 values		
		d.f.	Observed χ^2	Tabulated $\chi^2_{0.05}$
AkL-3	2	6	2.8	12.6
AkL-5	2	12	4.5	21.0
AkU-1	2	11	2.9	19.7
Myd-1	2	12	4.9	21.0

Fig. 9. Relationship between mean and standard deviation of each distribution of pyrope contents of the detrital Alm-Py garnets from the Tetori sandstones. L or H after the sample number indicates the estimated component of the distribution which is considered to be a combination of two populations. L: component with lower mean, H: component with higher mean.

Fig. 10. Dendrogram showing cluster relations among pyrope contents of the detrital Alm-Py garnets from the Tetori sandstones. Numerics indicate Euclidian square distance coefficients.

Table 4. Subdivision of the detrital Alm-Py garnets from the Tetori sandstones on the basis of pyrope content.

		mean (Py mol.%)	standard deviation
Type I	Myd-1/H	30.9	3.0
	AkU-1/H	29.4	4.5
	AkL-5/H	28.5	4.0
Type II	Myd-1/L	19.7	6.0
	AkL-3/H	19.4	8.0
	Kwj-1	20.8	8.0
Type III	AkU-1/L	17.8	3.3
	AkL-5/L	15.4	4.8
	AkL-2	14.1	5.3
	AkL-1	13.1	5.6
Type IV	AkL-3/L	10.3	3.4

グは、平均 m_i 、標準偏差 s_i の正規分布関数を $N(m_i, s_i^2)$ で表せば、

$$f(x) = \sum_{i=1}^n a_i \cdot N(m_i, s_i^2) \quad \text{ただし、} \sum_{i=1}^n a_i = 1$$

で表される確率密度関数 $f(x)$ による分布を理論分布として、 $n=2$ の時、適当な初期値を与えた m_i , s_i , a_i の最適値を

直接探索による最小二乗法で求めることによって行った。フィッティングによって求めた密度関数に対して再び適合度検定を行うと、いずれの試料でも有意限界を大きく下回る (Table 3)。したがって、これらの試料中のザクロ石は2つの異なった供給源から由来したものと結論できる。以上によ

Fig. 11. Observed histograms of spessartine contents of the detrital Alm-Sp garnets from the Lower Akaiwa Formation, with estimated frequency distribution curves. N: number of analyzed Alm-Sp garnets. m: mean, s: standard deviation.

り、仮説(2)も成立することが証明された。

こうして求められた各ザクロ石群の平均と標準偏差をプロットしたのが Fig. 9 である。これらの値は、スペッサルティン成分やグランダイト成分を無視しているために、かなりの誤差を見込む必要があるため、一応の目安にしかならないと考えられる。しかし、求められた平均と標準偏差の値を変量にとり、ユークリッド平方距離を用いた群平均法によるクラスター解析を行った結果 (Fig. 10) から総合的に判断すると、これらのザクロ石群は Table 4 に示したような 4 つのグループに分類できる。すなわち、パイロップ成分が 30 モル%程度の平均値をもつグループ (Type I)、20 モル%程度のグループ (Type II)、15 モル%前後のグループ (Type III)、10 モル%程度のグループ (Type IV) である。Type I から Type III までのザクロ石はいずれも泥質または砂質岩起源の変成岩に由来する (例えば、Deer et al., 1982) ものと推定される。特に、Type I のグループの碎屑性ザクロ石を供給した変成岩は、グラニュライト相 (Miyashiro, 1953; Deer et al., 1982 など) まで達するような高度の変成作用によって形成された可能性が高い。また、Type III に属するザクロ石群は層準が上になるにつれてパイロップ成分の平均値が大きくなり、標準偏差が小さくなるという傾向を示している。パイロップ成分の平均値はザクロ石群を供給した岩石の変成度を反映し、標準偏差の値はその変成岩の源岩の化学的均質さや変成作用に伴う鉱物間での元素移動の相互作用によって決まると考えられるので、源岩が同じであれば、変成度が高くなるにつれて、平均値は大きくなり、標準偏差は小さくなって

Table 5. Chi-square table for goodness-of-fit tests against the normal distribution for the observed histograms of spessartine contents of the detrital Alm-Sp garnets from the Tetori sandstones.

Sample	χ^2 values		
	d.f.	Observed χ^2	Tabulated $\chi^2_{0.05}$
AkL-2	4	2.1	9.5
AkL-3	4	3.5	9.5

Table 6. F-test and Student's t-test for spessartine contents between the detrital Alm-Sp garnets from AkL-2 and from AkL-3.

F-test	d.f.	Observed F	95% confidence interval
	AkL-2: 22, AkL-3: 30	1.9	0.5 - 2.2
t-test	d.f.	Observed t	Tabulated $t_{0.05}$
	52	0.0	2.0

いくと期待される。したがって、Type III にみられる傾向は、ザクロ石の供給源であった変成岩体が削剥されていった過程で、供給されるザクロ石が岩体周辺部の比較的低い部分のものから、中央部 (岩体深部) の比較的高い均質な部分のものへと変化していったことによるのかもしれない。

ザクロ石の組成変化と試料の層準との関係を見ると、Type I のザクロ石は層準が上位にならないと現れず、なかでも層序的に若い部分 (特に赤岩層の上部) で大きな割合を占めるようになる。このことは、Type I に属する高パイロップ成分のザクロ石を産する変成岩体からの碎屑物の供給が、白峰地域では手取層群堆積期間の後半に始まり、以後、この変成岩体が碎屑物の主要な供給源となったことを示唆する。手取層群の基底礫岩である五味島層と百合谷礫岩に代表される上位の層間礫岩の礫種構成が大きく異なっていることも併せて考えると、本地域の手取層群は堆積の初期から中期にかけて後背地にかなり変化があったと推測される。

3. スペッサルティン成分に富むザクロ石の起源

グランダイト成分の少ないザクロ石のうち、スペッサルティン成分が 20 モル%以上のグループについても、アルマンディン-スペッサルティンの 2 成分系とみなして、同様な統計処理をスペッサルティン成分について行くと、Fig. 11 のようなヒストグラムが得られる。データ数が少ないために組成分布の対称性ははっきりとはみえないが、少なくとも χ^2 検定によれば、いずれも正規分布として扱って問題ないと考えられる (Table 5)。アルマンディン-スペッサルティン系

列のザクロ石群は、アルマンディン—パイロープ系列の場合に比べて、注目している2成分以外の成分が少なく、2成分系としての近似の精度はずっとよい。したがって、ここで得られた平均値および標準偏差は、データ数が少ないことを考慮にいれても全体的な誤差は比較的小さいと考えられる。F検定およびt検定を行ってみると、スペッサルティン成分比の分散（標準偏差）と平均値の間に有意差は認められない（Table 6）。すなわち、これらのザクロ石群は組成上区別できず、同一起源である可能性が高い。先に述べたように、この系列のザクロ石には自形結晶のものがしばしばみられることから、おそらくベグマタイトあるいは酸性火山岩中のcavityに起源をもつもの（都城, 1955）と推定される。

CHIME年代からの検討

大林ほか（1992）で報告したように、本地域の手取層群の砂岩に含まれる碎屑性モナザイトのCHIME（Chemical Th-U-total Pb isochron method; Suzuki et al., 1991）年代の多くは1740～1250 Maに集中するが、250 Ma付近にも集中が認められる。一方、ジルコンのCHIME年代値はばらつきが大きく、160 Maから2000 Maの間に散らばる。約1700～1200 Maおよび250 Maの碎屑性モナザイトは、飛驒古川地域の手取層群からも多産する（Adachi et al., 1992）。

碎屑性モナザイトが示す1740～1250 MaというCHIME年代は手取層群の堆積時に後背地として先カンブリア時代中期の岩石が広く分布していたことを示している。手取層群の基盤である飛驒帯の岩石をはじめとして、現在の日本列島にはこのような年代を示す岩石は分布しておらず、アジア大陸東部を含めた広い範囲で後背地の推定をする必要がある。一方、250 Ma前後のCHIME年代は、飛驒帯の灰色花崗岩の貫入年代（Suzuki and Adachi, 1991）や飛驒変成岩類の主要変成年代（太田・板谷, 1989）とかなりよく一致している。

考 察

砂岩中に挟在する花崗岩・片麻岩の礫は、近くに露出していた飛驒帯の岩石から由来した可能性が高い。割れ目の発達した電気石の大きな角ばった粒子（Plate I-3）なども長距離を運搬されたとは考えにくいので、おそらく飛驒帯起源のものであろう。また、前述した約250 MaのCHIME年代をもつ碎屑性モナザイトは、飛驒帯の灰色花崗岩から由来した可能性が高い。前田（1961b）は、手取層群の碎屑物は主に飛驒変成岩類に由来するとしているが、少なくとも、手取層群に近接して露出する現在の飛驒帯の構成岩類が主要な供給源であったかどうかについては疑問がある。なぜなら、(1)赤岩層砂岩中に数多く存在する石英質アレナイト礫の母岩が飛驒帯には露出していない、(2)Type Iに属するような高パイロープ成分のザクロ石も飛驒帯の構成岩類にはみられない、(3)碎屑性モナザイトの示す中期先カンブリア時代のCHIME年代は中部地方の飛驒帯の変成岩には知られていない、という事実があるからである。これら現在の飛驒帯の構成岩類にはみられない要素の起源は、アジア大陸東部のより広い地域も考慮にいれて考える必要がある。徳岡・大上（1979）は赤岩層以上の層準に頻繁に挟在する石英質アレナイト（オーソ

コーツァイト）礫は大陸起源であると考えている。さらに、平・松尾（1983）は、斜交葉理やチャンネルの形状、木片や倒木の配列方向による古流向解析から、白峰地域の手取層群の碎屑物は現在の北西から南東方向へと供給されたものと結論づけている。そして、それらは「大陸方向」から流れてきたことを示している」と述べている。以上のことから、本地域の手取層群はアジア大陸東部の後背地から定常的にかなりの量の碎屑物が供給されて形成された可能性が高い。

一方、主に飛驒帯周辺部および飛驒外縁帯に沿った地域に分布する手取層群には、しばしば赤岩層群相当層を中心にチャート礫を多数含む礫層の存在が知られている（斉田, 1987; 竹内ほか, 1991）。含まれている放散虫化石からみて、これらのチャート礫は美濃テレーン（丹波—美濃—足尾—Nadanhada—Western Sikhote—Alin 帯からなるジュラ紀—白亜紀最初期付加体）に由来する可能性が高いことが指摘されている（竹内ほか, 1991）。本地域では、チャートは砂岩中の岩石片（Plate I-2）としてまれに認められるのみであるが、これらが上述のような付加体起源とすれば、その存在は、碎屑物が大陸側から供給されただけでなく、海洋側に存在していた付加体からの流入もあった可能性を示唆している。確認した数のごくわずかなため断定的なことはいえないが、白峰地域の手取層群中（赤岩層上部層）には南方からの供給を示す斜交層理や礫のインプリケーションが認められることも、海洋側の後背地が存在した可能性を支持していると思われる。先にも述べたように、本地域の手取層群は、堆積の初期から中期にかけて後背地にかなり大きな変化があったと考えられ、パイロープ成分に富むザクロ石の起源は、大陸側ではなく海洋側にあった可能性も否定できない。

美濃帯のジュラ紀砂岩中の碎屑性モナザイトやジルコンのCHIME年代は、手取層群のデータとほぼ同様の値を示しており（Suzuki et al., 1991）、碎屑性ザクロ石も手取層群とはほぼ同様の組成領域をもつことがいくつもの地域から報告されている（例えば、Adachi and Kojima, 1983）。こうした事実は、美濃帯と手取層群の後背地にはかなりの共通項があった可能性を強く示唆しており、ジュラ紀から白亜紀にかけての両者の位置関係を考える意味でもたいへん興味深い。

ま と め

本研究の主な結果をまとめると以下ようになる。

1) 白峰地域の手取層群の碎屑性ザクロ石は、大部分がパイロープ成分を10～30モル%程度含むアルマンディンである。これらのザクロ石にはグラナイト成分およびスペッサルティン成分はごくわずかしかなかった。この種のザクロ石は4つのタイプに分けられ、多くが泥質または砂質岩起源の変成岩に由来すると考えられる。なかでも、パイロープ成分含有量の最も高いグループ（Type I）のザクロ石は、グラニュライト相の変成岩から由来した可能性が高い。赤岩層下部では、ザクロ石全体の20～30%の量をスペッサルティン—アルマンディン系列のザクロ石が占める砂岩が存在する。この種のザクロ石は、しばしば自形結晶としての形態を残しており、ベグマタイトあるいは酸性火山岩中のcavity起源

で長距離を運搬されなかった粒子と考えられる。

2) 以上の結果は、手取層群の後背地には、変成度としては上部角閃岩相からグラニュライト相に達するような変成岩が、また CHIME 年代 (大林ほか, 1992) から、17~12 億年前の中期先カンブリア時代の岩体が存在していたことを示している。卓越するザクロ石のタイプの変化などから、白峰地域の手取層群の後背地には、堆積の初期から中期にかけてかなり大きな変化があったと考えられる。グラニュライト相に達するような高度変成岩は、赤岩層の下部層上部から上部層堆積時以降に砕屑物の主要な供給源であった可能性が高い。砂岩中の砕屑粒子の特徴や、砕屑性モナザイトの一部が 250 Ma 前後の年代を示す事実 (大林ほか, 1992) から、手取層群の基盤となっている現在の飛騨帯の構成岩類からも砕屑物が供給されたと考えられるが、現段階では主要な供給源であったとは言い切れない。

謝 辞

名古屋大学の足立 守教授には研究のすべての面においてご指導いただいた。同じく名古屋大学の鈴木和博助教授にはモナザイトおよびジルコンの CHIME 年代を測定していただいた。EPMA 分析の際には、榎並正樹助教授のご助力をいただいた。水谷伸治郎教授、大矢芳彦氏にはザクロ石の統計学的解析にあたって多くの助言をいただいた。水谷教授には粗稿も読んでいただき、貴重なご意見をいただいた。岩石試料および EPMA 用の薄片作製においては、與語節生氏にたいへんお世話になった。また、小嶋 智助教授には有益な議論をしていただいた。以上の方々に厚くお礼を申し上げる。

文 献

- Adachi, M. and Kojima, S., 1983, Geology of the Mt. Hikagedaira area, east of Takayama, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **31**, 37-67.
- Adachi, M., Kojima, S., Wakita, K., Suzuki, K. and Tanaka, T., 1992, Transect of central Japan: from Hida to Shimanto. In Adachi, M. and Suzuki, K., eds., *29th IGC Field Trip Guide Book Vol. 1, Paleozoic and Mesozoic Terranes: Basement of the Japanese Island Arcs*. Nagoya University, 143-178.
- 浅見正雄・星野光雄・宮川邦彦・諏訪兼位, 1982, 幡豆-本宮山地の領家変成帯における十字石片岩の形成条件. *地質雑*, **88**, 437-450.
- 東 洋一・濱田隆士・近藤直門・林 重雄・竹山憲市, 1992, 手取層群の恐竜足跡化石. *地質雑*, **98**, xxi-xxii.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1982, *Rock-forming Minerals. 2nd ed. Vol. 1 A: Orthosilicates*. Longman, England, 919 p.
- 藤井厚志, 1971, 砂岩重鉱物解析の一方法, 上部古生界常森・大田両層の砂岩を例として. *地質雑*, **77**, 653-666.
- 速水 格, 1969, 化石の計測と統計-古生物学実習の 1 例-. 九州大理学研報 (地質), **10**, 67-90.
- 石川県教育委員会, 1978, 手取川流域の手取統珪化木産地調査報告書. 301 p.
- 加納 博・八島隆一, 1976, 酸性マグマ起源のざくろ石-福島県山形川および山形県上田沢産のアルマンディン-. *岩鉱*, **71**, 106-119.
- 河合正虎, 1961, 飛騨高原西部における後期中生代の地殻変動 第 3 報-白山周辺地域の地質学的研究-. *地調月報*, **12**, 747-762.
- 小林英夫, 1958, 飛騨変成帯. 鈴木 醇教授還暦記念論文集, 123-140.
- Li, Y., 1984, Spatial pattern recognition by decomposition. *Math. Geol.*, **16**, 217-236.
- 前田四郎, 1958, 白山地域の手取層群の層序と構造 (その 1 層序). *地質雑*, **64**, 583-594.
- 前田四郎, 1961 a, 白山地域の手取層群の層序と構造 (その 2 地質構造). *地質雑*, **67**, 133-142.
- 前田四郎, 1961 b, 手取層群の地史学的研究. 千葉大文理紀要, **3**, 369-426.
- 松尾秀邦・大村一夫, 1966, 手取川流域のいわゆる“手取統”について. 金沢大教養論集 (自然科学), **3**, 77-97.
- Miyashiro, A., 1953, Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **4**, 179-208.
- 都城秋穂, 1955, 火山岩のなかのパイラルスパイト・ガーネット. *地質雑*, **61**, 463-470.
- 大林達生・鈴木和博・足立 守, 1992, 砕屑性ザクロ石および CHIME モナザイト・ジルコン年代からみた手取層群の後背地. 日本地質学会第 99 年学術大会演旨, 148.
- 大村一夫, 1964, 手取川上流・鶴ヶ谷の地質. 金沢大教養論集 (自然科学), **1**, 67-73.
- 大村一夫, 1965, 牛首川上流の地質. 金沢大教養論集 (自然科学), **2**, 90-98.
- 大村一夫, 1973, 飛騨山地に分布する白亜系の層位学的研究 I: 北陸地方の白亜系. 金沢大教養論集 (自然科学), **10**, 107-153.
- 太田久仁雄・板谷徹丸, 1989, 飛騨変成帯に分布する花崗岩類および変成岩類の放射年代. 岡山理科大学大森山研研報, no. 15, 1-25.
- 斉田縦道, 1987, 福井県大野郡和泉村田茂谷地域の手取層群中のチャート礫に含まれる三畳紀およびジュラ紀放散虫化石. *地質雑*, **93**, 57-59.
- 白峰村教育委員会, 1989, 手取川流域の珪化木産地保存対策調査報告書. 48 p.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1991, The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the Gray Granite of the Hida terrane, Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **38**, 11-38.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Tanaka, T., 1991, Middle Precambrian provenance of Jurassic sandstone in the Mino terrane, central Japan: Th-U-total Pb evidence from an electron microprobe monazite study. *Sediment. Geol.*, **75**, 141-147.
- 鈴木盛久・中沢伸治・刑部哲也, 1989, 飛騨帯の造構発達史-変成履歴と後期石炭紀〜三畳紀の変動について-. *地質学論集*, no. 33, 1-10.
- 平 朝彦・松尾秀邦, 1983, 白山山地の手取層群に関する 2・3 の知見. 石川県白山自然保護センター研報, no. 9, 1-11.
- 竹内 誠・斎藤 眞・滝沢文教, 1991, 黒部川上流域の手取層群の礫岩から産出した放散虫化石とその地質学的意義. *地質雑*, **97**, 345-356.
- 徳岡隆夫・大上和良, 1979, オソコォーツァイト礫からみた日本列島の基盤. 日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, 601-623.

(要 旨)

大林達生, 1995, 碎屑性ザクロ石の化学組成からみた石川県白峰地域の手取層群の後背地. 地質雑, 101, 235-248. (Obayashi, T., 1995, Provenance nature of the Tetori Group in the Shiramine area, central Japan, based on the chemical composition of detrital garnets. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 101, 235-248.)

碎屑性ザクロ石の化学組成を用いて, 石川県白峰地域の手取層群の砂岩の後背地解析を行った. 碎屑性ザクロ石の大部分はパイロプ成分 (最大約 40 モル%) を含むアルマンディンであり, スペッサルティンとアルマンディン成分を主とするザクロ石も少量含まれるが, グランダイト成分に富むものはほとんどない. 碎屑性ザクロ石の主体をなすアルマンディンについて, パイロプ成分比の頻度分布をとって統計学的に検討した結果, これらのザクロ石は 4 タイプに分類でき, 層準による変化が認められた. 4 タイプのうち, パイロプ成分比の最も大きいザクロ石群は, 本地域の手取層群の上部 (赤岩層上部層・明谷層) に特徴的であり, グラニュライト相の泥質または砂質片麻岩起源である可能性が高い.

以上の結果および碎屑性モナザイトの CHIME 年代等を総合すると, 手取層群の後背地の岩石は, 現在の飛騨帯の基盤岩類とはかなり大きく異なっていたと推定される.

Explanation of Plates

Plate I

1. Fine-grained sandstone of the Kuwajima Formation (Kwj-1/TOB-90N1812). Mica flakes are arranged in subparallel to bedding plane. PPL (Plane Polarized Light).
2. Radiolarian chert fragment (center) in medium-grained sandstone of the Lower Akaiwa Formation (TOB-90N0706). PPL.
3. Large angular detrital grain of tourmaline with many cracks in medium-grained sandstone of the Myodani Formation (TOB-90N0603). PPL.
4. Cluster of fine-grained crystals of secondary siderite in medium- to coarse-grained sandstone of the Myodani Formation (TOB-90N1808). PPL.

Plate II

1. Concentrated detrital heavy minerals (zircon, garnet, apatite, tourmaline, etc.) in medium-grained sandstone of the Lower Akaiwa Formation (AkL-3/TOB-9002002). Arrow indicates a subrounded grain of garnet. PPL.
 2. Detrital garnet in coarse-grained sandstone of the Lower Akaiwa Formation (TOB-9050104). PPL.
 3. Detrital garnet in medium- to coarse-grained sandstone of the Upper Akaiwa Formation (AkU-1/TOB-9040902). PPL.
 4. Detrital grains of garnet separated from medium-grained sandstone of the Lower Akaiwa Formation (AkL-3/TOB-9002002). Arrows indicate garnet grains which retain original euhedral outlines.
 5. SEM photograph of a detrital euhedral grain of garnet (AkL-3/TOB-9002002).
 6. Same as above.
 7. Same as above.
- Scale bar for 5-7 is 40 μ m.

0.2 mm