

飛騨山地薬師岳地域の手取層群の堆積環境と後背地解析

竹内 誠* 滝沢文教**

TAKEUCHI, Makoto and TAKIZAWA, Fuminori (1991) Sedimentary environment and provenance analysis of the Tetori Group in the Yakushi Dake area, Hida Mountainland. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 42(9), p. 439-472, 15 fig., 1 tab., 7 pl.

Abstract : Facies and provenance analyses of the Tetori Group in the Yakushi Dake area have been carried out to reveal the relation between the tectonic evolution of the Hida Terrane and the sedimentation of the Tetori Group.

The Tetori Group in this area is divided into the Late Jurassic Kuzuryu Subgroup and the latest Jurassic(?) to Early Cretaceous Itoshiro and Akaiwa Subgroups. The Tetori Group unconformably overlies the Hida Metamorphic Rocks, the Unazuki Metamorphic Rocks, the Funatsu Granites and Paleozoic rocks of the Circum-Hida Belt.

Five sedimentary facies are recognized in the Tetori Group; Facies A (conglomerate dominant facies), Facies B (alternating bed facies of conglomerate and mudstone), Facies C (thick-bedded coarse sandstone-conglomeratic very coarse sandstone facies), Facies D (very thick alternating bed facies of coarse sandstone and mudstone) and Facies E (mudstone facies). Sedimentary facies changes upwards from Facies A through C to D in the Itoshiro Subgroup, and sedimentary environment changes from mid fan to alluvial plain. That of the Akaiwa Subgroup changes upwards from A through B, E and D to A, and is interpreted as change of sedimentary environment from mid fan through marsh and flood plain to fan.

Gravel composition of conglomerate of the Tetori Group significantly changes with the ages. Conglomerate of the Itoshiro Subgroup is composed mainly of granitic materials derived from the Funatsu Granites. Detritus of the lower Akaiwa Subgroup (Minamimatadani Conglomerate Member) is composed of felsic volcanic rocks, shale, sandstone and orthoquartzite derived from the Hida Terrane, the Unazuki Belt and Circum-Hida Belt, while the upper Akaiwa Subgroup (Yakushizawamigimata Conglomerate Member) is composed of clastics of chert and intermediate volcanic rocks derived mainly from the extension of the Mino Terrane (Jurassic sedimentary complex along the western Pacific margin).

The conspicuous unconformity between the Kuzuryu and Itoshiro Subgroups and remarkable alluvial fan development indicates that the basement rocks of the Tetori Group began to be uplifted in latest Jurassic. Subsequently, alluvial fan deposits composed of clastic materials from the Circum-Hida Belt and the Jurassic sedimentary complex accumulated in the Hida Terrane in the Akaiwa Stage. It indicates that the Jurassic sedimentary complex was situated

* 地質部

**近畿・中部地域地質センター

Keywords: Tetori Group, Mesozoic, facies, provenance, fluvial, conglomerate, gravel, sandstone, composition, Hida, Mino, Toyama, Yakushi Dake.

near the Hida Terrane, the Unazuki Belt and the Circum-Hida Belt and that the Jurassic sedimentary complex was also uplifted and eroded in Early Cretaceous time.

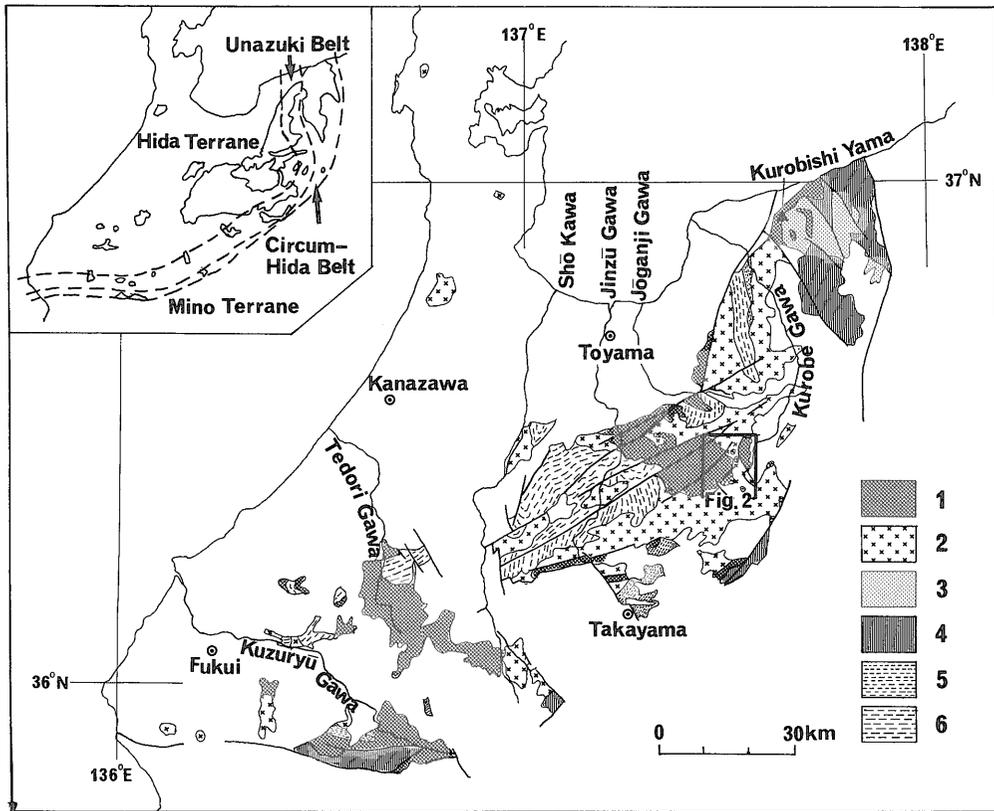
要 旨

富山県薬師岳周辺に分布する手取層群の堆積相及び後背地解析を行い、飛騨帯の構造発達と手取層群の堆積について考察した。

石徹白亜層群は、北方からの扇状地中部から河川平野の環境で堆積した飛騨帯起源と考えられる花崗岩類を主とする堆積物からなる。一方、赤岩亜層群は、前期に南方からの扇状地が発達し、飛騨外縁帯起源と考えられる頁岩・砂岩・結晶片岩を主する碎屑物が供給され、中期

には主として西方からの蛇行河川の発達した河川平野の環境となり、花崗岩質の碎屑物が供給された。後期には再び扇状地が発達し、より海洋側に位置していた美濃帯をはじめとするジュラ紀堆積岩コンプレックスに由来する碎屑物が供給された。

このことは白亜紀前期には、ジュラ紀堆積岩コンプレックスの一部が陸化し、削剝域にあったことを物語っている。



第1図 手取層群とその基盤岩類の地質図

1: 手取層群, 2: 船津花崗岩類, 3: 来馬層群, 4: 飛騨外縁帯の岩石, 5: 宇奈月変成岩類, 6: 飛騨変成岩類.

Fig. 1 Generalized geologic map of the Tetsu Group and the basement rocks.

1: Tetsu Group, 2: Funatsu Granitic Rocks, 3: Kuruma Group, 4: Rocks of the Circum Hida Belt, 5: Unazuki Metamorphic Rocks, 6: Hida Metamorphic Rocks.

1. はじめに

手取層群は、中期ジュラ紀から後期ジュラ紀の海成層(九頭竜亜層群)と最後期ジュラ紀(?)-前期白亜紀の非海成層(石徹白亜層群・赤岩亜層群)からなり、飛驒帯・宇奈月帯・飛驒外縁帯の岩石を不整合に覆って分布している(第1図)。一方、これら飛驒帯・宇奈月帯・飛驒外縁帯の南及び東側には、ジュラ紀から最前期白亜紀に形成された美濃帯の堆積岩コンプレックス(例えばWakita, 1988)が分布している。

手取層群と美濃帯の堆積岩の堆積年代には共通する時期があるが、その岩相・層厚・産出化石など堆積環境は大きく異なる。この両者を比較する上で堆積相・碎屑物組成・化石・層序などの総合的研究が不可欠である。しかし手取層群の従来の研究では層序と化石に関する研究が中心であり、堆積相と堆積物の組成に関する研究は少ない。また数少ない礫種構成に関する報告も、他分野との総合的検討が不十分で、手取層群の地史を解明する上で堆積学的研究からの十分な成果が現れていない。

富山県南部から南東部には手取層群が広く分布するが、筆者らはその東端部の飛驒帯・宇奈月帯に分布する飛驒山地薬師岳周辺の手取層群を5万分の1地質図幅「槍ヶ岳」作製計画において調査し(第1, 2図)、層相解析による堆積環境と、礫岩と砂岩の組成による後背地解析の両者に観点を置き研究を行った。その結果、時代と共に堆積相及び礫岩の礫種構成が有意な変化を示すことが明らかとなったので、ここにその成果を記載し、その意義について考察する。その成果の一部であるチャートや頁岩の礫から産出したジュラ紀・三畳紀・二畳紀の放散虫化石については、竹内ほか(1991)にてすでに報告した。また本地域内で分布が極めて狭い九頭竜亜層群相当層については本報告の堆積相及び後背地解析の対象から除外する。なお本報告における飛驒帯・宇奈月帯・飛驒外縁帯の区分はHiroi(1981)に従った。

2. 研究史

本地域に中生層(手取層群)が存在することを最初に報告したのは、加藤(1914)である。彼は有峰(現在の有峰湖付近)付近に砂岩・礫岩からなる地層の分布と、植物化石の産出を報告した。野田・佐藤(1920)は、太郎山から北ノ俣岳(上ノ岳)にかけて、花崗岩を不整合に覆う手取層群の分布を明らかにし、柴田・原(1954)は、黒部五郎岳のカール壁における船津花崗岩類と手取層群との不整合を報告した。本地域に関連する層序学的研究は、その後主として長棟川(神通川支流)・有峰地

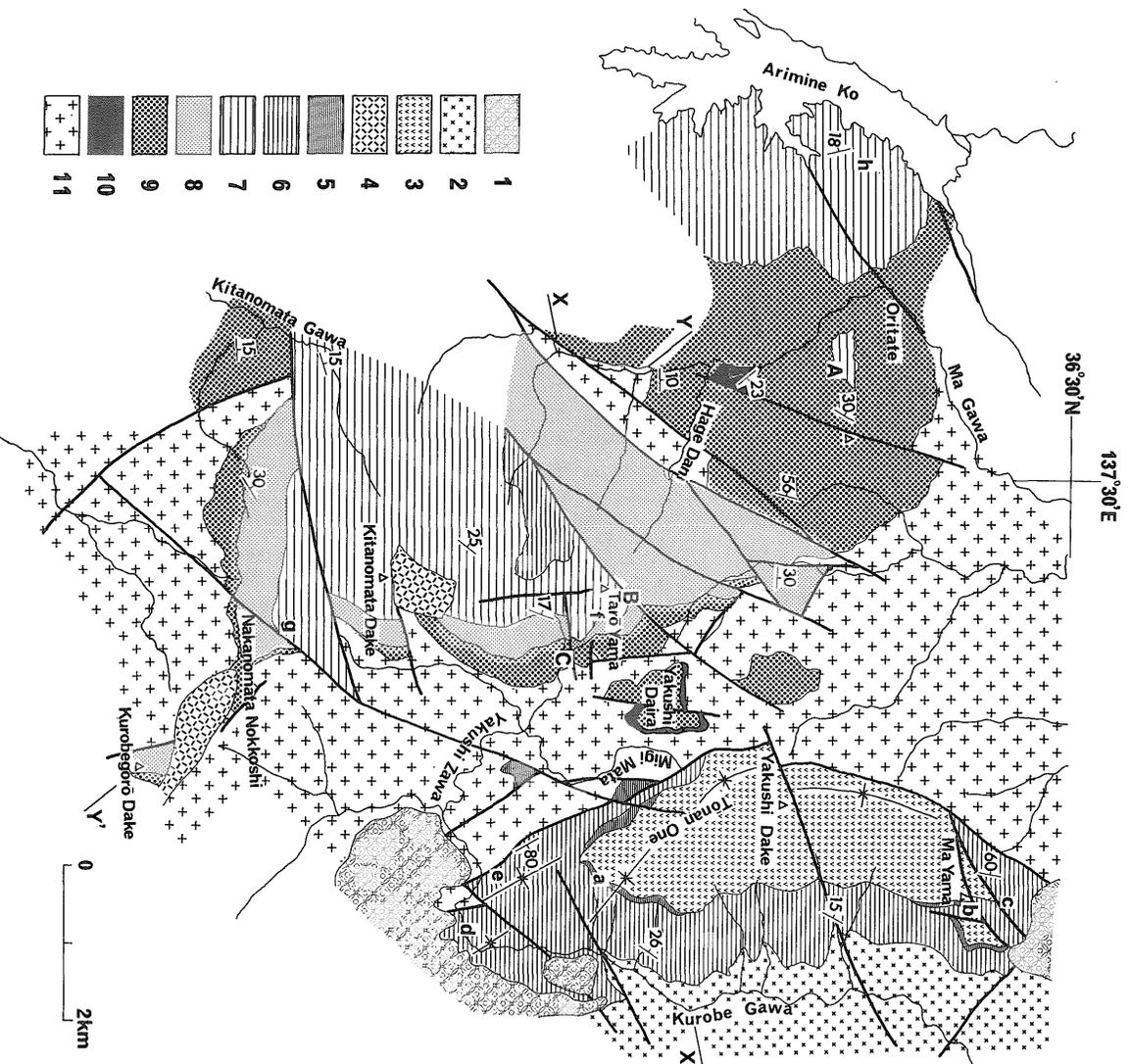
域(前田・武南, 1957a; 河合・野沢, 1958; 大村, 1973; 宇井, 1981)及び常願寺川地域でなされている(前田, 1956; Okamoto, 1985)(第1表)。

手取層群の堆積学的研究は、層序学・古生物学的研究に比べ、極めて少数である。前田・武南(1957b)は、礫径分布や礫種などから供給地を解析し、“古生層”から供給されたものがあることを指摘している。また、Maeda and Fukui(1960)は、神通川上流の飛驒古川地域の九頭竜、石徹白両亜層群の砂岩・礫岩中の重鉱物組成を調べ、後背地解析を行った。山田ほか(1989)は九頭竜川上流地域にて、九頭竜・石徹白両亜層群において、岩相変化があることを示し、主に九頭竜亜層群の堆積環境を解析した。公文・加納(1991)は庄川上流域に分布する九頭竜・石徹白・赤岩の各亜層群について堆積相と碎屑物組成の検討を行い、また公文・小坂(1991)は、手取層群全体の主な礫岩の礫組成を測定し、3つのタイプの礫岩が存在することを指摘している。

また、近年手取層群と美濃帯の地層との関係を検討した研究がみられるようになった。脇田(1983)は、九頭竜川上流域の手取層群と美濃帯の砂岩組成を検討し、砂岩の組織は両者において相違がみられるが、鉱物組成は類似点が多いことを報告している。足立(1985a, b)は九頭竜川上流地域の九頭竜亜層群と美濃帯砂岩中の碎屑性ザクロ石の化学組成を比較し、両者は類似した化学組成の範囲のものであることを報告した。また、小嶋(1986)、斉田(1987)、竹内ほか(1991)は、手取層群のチャート・珪質頁岩・頁岩などの礫から放散虫化石の産出を報告した。特に斉田(1987)、竹内ほか(1991)は三畳紀やジュラ紀の放散虫化石を報告し、美濃帯から碎屑物が供給された可能性があることを示唆した。

3. 地質概説

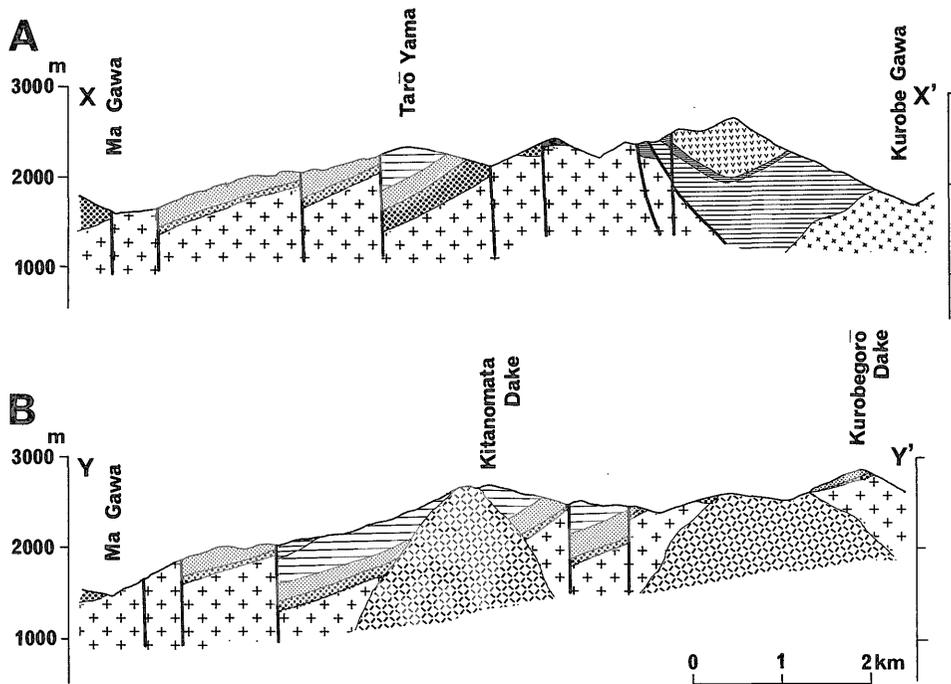
本地域の手取層群の基盤は船津花崗岩類である。これを不整合に覆って手取層群の九頭竜亜層群が真川流域と薬師岳南方にわずかに分布し、石徹白・赤岩両亜層群が船津花崗岩類や九頭竜亜層群を不整合に覆って、中俣乗越から太郎山の東側斜面から西方にかけて分布する(第2図)。また、黒部川から薬師沢右俣・薬師岳東斜面及び間山にかけて、赤岩亜層群が分布する。北ノ俣岳と黒部五郎岳付近では、北ノ俣岳閃緑岩と黒部五郎岳閃緑岩(原山ほか, 1991)が手取層群に貫入しており、放射年代は102 Maと106 Maを示す(原山, 1990)。手取層群は薬師岳付近に分布する後期白亜紀の溶結凝灰岩を含む流紋岩質の火砕岩類からなる薬師岳流紋岩類(原山ほか, 1991)に不整合に覆われる。後期白亜紀-古第三紀の奥黒部花崗



第2図 薬師岳地域の地質図

1: 第四系, 2: 奥黒部花崗岩, 3: 薬師岳流紋岩類, 4: 北ノ俣岳内線岩及び黒部五郎岳内線岩, 5-10: 手取層群, 5-7: 赤岩亜層群, 5: 薬師沢右俣礫岩部層, 6: 和佐府砂岩泥岩部層, 7: 南俣谷礫岩部層, 8-9: 石徹白亜層群, 8: 中俣乗越砂岩部層, 9: 庵谷俣礫岩部層, 10: 九頭竜亜層群, 有峰頁岩部層, 11: 船津花崗岩類, A-Cとa-hは第10図及び第11図中の礫岩試料の採取地点, X-X'とY-Y'は断面図の位置を示す。

Fig. 2 Geologic map of the Yakushi Dake area. 1: Quaternary, 2: Okukurube Granite, 3: Yakushidake Rhyolite, 4: Kitanomatadake Diorite and Kurobegorodake Diolite, 5-10: Tetori Group, 5-7: Akaiwa Subgroup, 5: Yakushizawanigimata Conglomerate Member, 6: Wasabu Sandstone - Mudstone Member, 7: Minamitadantani Conglomerate Member, 8-9: Toshiro Subgroup, 8: Nakanomatanokoshi Sandstone Member, 9: Ioridantoge Conglomerate Member, 10: Kuzuryu Subgroup, Arimine Shale Member, 11: Funatsu Granitic Rocks. A-C and a-h are localities of conglomerate samples in Figs. 8 and 9. X-X' and Y-Y' are cross section lines of Fig. 3.



第3図 地質断面図
凡例は第2図。

Fig. 3 X-X' and Y-Y' cross sections. Legend as same as in Fig. 2.

岩(原山ほか, 1991)が手取層群に貫入し, 手取層群と薬師岳流紋岩類は接触変成作用を被っている。雲ノ平周辺には, 第四紀の火山岩類及び雲ノ平礫層が船津花崗岩類や手取層群を不整合に覆って分布する(中野, 1989)。

黒部五郎岳から折立にかけての手取層群は, 不整合面の高度が示すように東方の隆起による西側への傾動運動がみられ, 地層は北-北東走向で15-30°西傾斜している。この運動には北北東走向で東に急傾斜する正断層が発達し, 手取層群はいくつかにブロック化している(第3図)。

薬師岳付近の手取層群は, 間山西方から薬師岳西方・薬師沢右俣・薬師沢小屋下流1 km 付近の黒部川に至る東に傾斜する正断層によって西縁を境され, 東側は黒部川花崗岩の貫入によって境されているため, 南北に細長い地塊をなしている。この西縁の断層の近傍で, 手取層群は上位の火砕岩類とともに向斜をなしている(第3図のA)。この向斜は正断層形成に伴ったと推察される。

4. 層序と岩相

本地域の手取層群は, 下位より, 九頭竜亜層群東坂森累層の有峰頁岩部層, 石徹白亜層群長棟川累層の庵谷峠

礫岩部層, 中俣乗越砂岩部層, 赤岩亜層群跡津川累層の南俣谷礫岩部層, 和佐府砂岩泥岩部層, 薬師沢右俣礫岩部層に区分できる(第5図, 第1表)。九頭竜亜層群の有峰頁岩部層と石徹白亜層群の庵谷峠礫岩部層は不整合関係であるが, そのほかの各部層は順に整合に重なる。これらの詳細な記載及び対比は, 原山ほか(1991)で報告したので, 本報告ではその概要を述べる。

4.1 九頭竜亜層群東坂森累層

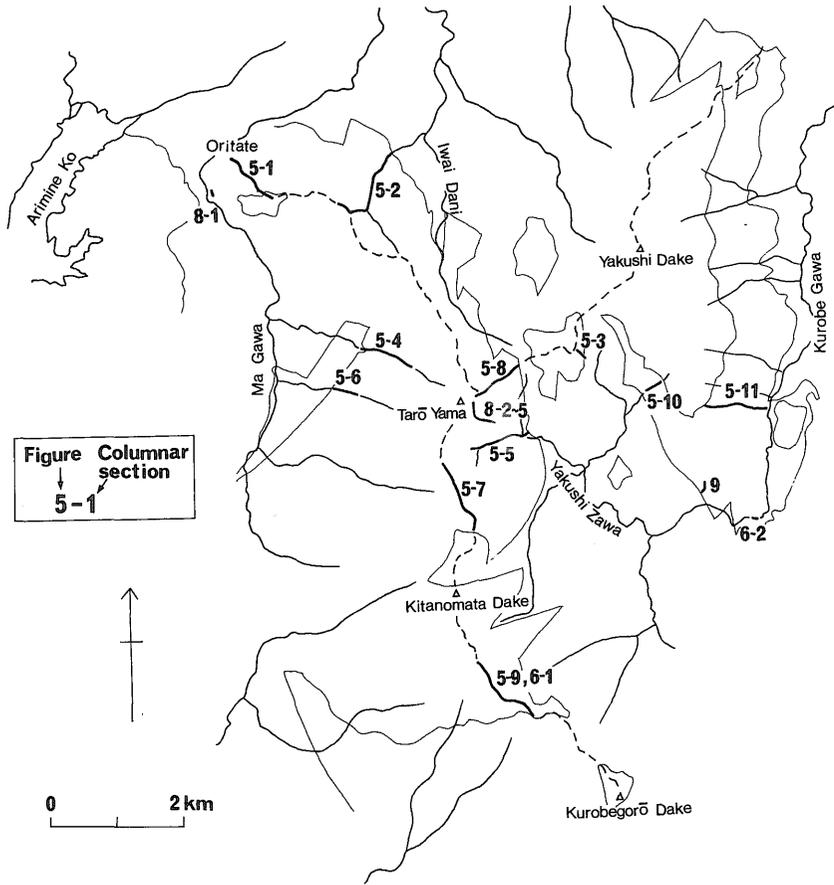
有峰頁岩部層

船津花崗岩類を不整合に覆う砂岩とその上位の頁岩を主体とする頁岩砂岩互層からなる。砂岩は灰白色-灰色で, 細礫大の斜長石粒や, 花崗岩及び珪長質火山岩の中礫をしばしば含む。淘汰の悪い極粗粒砂岩である。黒色頁岩中に, 灰白色で最大長径5 cmの不規則な形をした石灰質ノジュール(?)が含まれることがある。本層の層厚は, 薬師平西方で最も厚く約50 m, 薬師平東側で約30 mである。

4.2 石徹白亜層群長棟川累層

庵谷峠礫岩部層

礫岩・砂岩及び砂岩泥岩互層からなり, 船津花崗岩類



第4図 第5図、第6図、第8図及び第9図中の柱状図を作成したルートを示す図
Fig. 4 Map showing the routes of columnar sections in Figs. 5, 6, 8 and 9.

や九頭竜亜層群を不整合に覆う。層厚は折立周辺で最も厚く約550 mで、南東方へだんだんと薄くなり、中俣乗越付近では35 mである。礫径は折立周辺で最も大きく、最大約1 mの大礫-巨礫からなり、南東部に向かって小さくなり、中俣乗越や黒部五郎岳付近では中礫-大礫となる。砂岩は塊状で黄白色-灰緑色を呈する。一般に中粒-極粗粒で、細礫を含むことがある。

中俣乗越砂岩部層

本部層は庵谷峠礫岩部層に整合に重なる。主として優白色砂岩からなり、優白質花崗岩礫を含む礫岩・シルト岩・泥岩・珩長質凝灰岩を伴う。全層厚はハゲ谷、中俣乗越付近ともに300 mである(第5図、第6図の1)。

砂岩はハゲ谷では塊状をなすが、中俣乗越付近では単層厚0.5-1 mの層状をなし、いずれも白色-灰緑色で中

粒-極粗粒の長石質アレナイトである。ときに斜交層理の発達する部分がある。

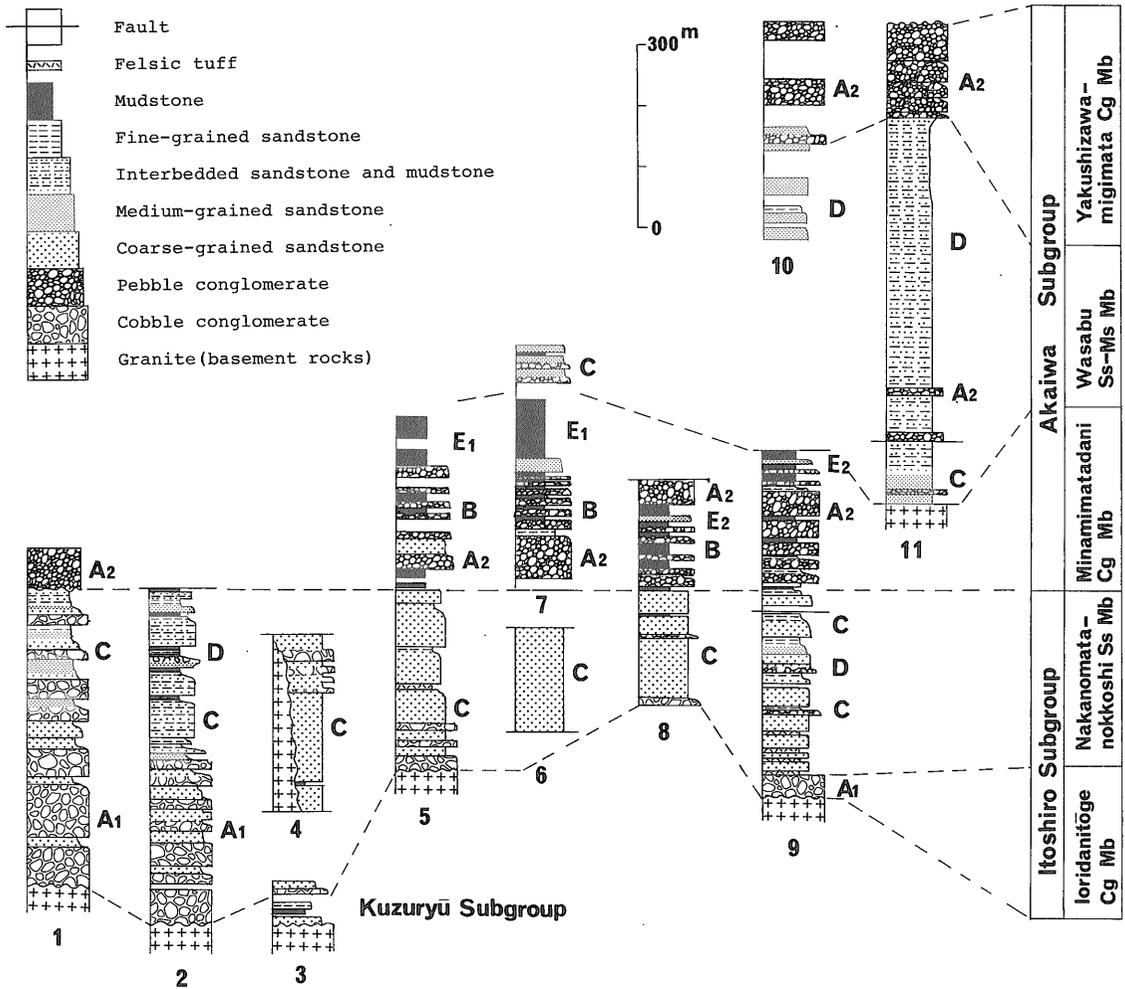
礫岩は、ハゲ谷ではよく円磨された中礫-大礫のアップライト礫のみからなる。この礫岩は礫と基質の砂が大変似ていて区別しがたく、花崗岩と見間違いやすい部分が存在する。

珩長質凝灰岩は、薬師沢最上流部及び中俣乗越付近に分布し、特に後者の地域に多い。

4.3 赤岩亜層群跡津川果層

南俣谷礫岩部層

本部層は中俣乗越砂岩層に整合に重なる。珩長質火山岩類の亜角礫-亜円礫を主とする礫岩・砂岩・シルト岩-泥岩からなり、珩長質凝灰岩を挟む地層である(第5図、第8図の2-5)。本部層は岩相変化が激しい。層厚は約



第 5 図 薬師岳地域の手取層群の柱状図

A₁, A₂, B, C, D, E₁, E₂は堆積相を表す。柱状図作成ルートは第 4 図に示した。

Fig. 5 Columnar sections of the Tetori Group in the Yakushi Lake area.

A₁, A₂, B, C, D, E₁ and E₂ refer to facies sited in text. The routes of the columnar sections are shown in Fig. 4.

200 mである。

礫岩の礫は垂角礫-垂円礫の中礫で、基質は中粒砂岩である。シルト岩には、葉理・フレーム構造・級化層理などの堆積構造がみられる。

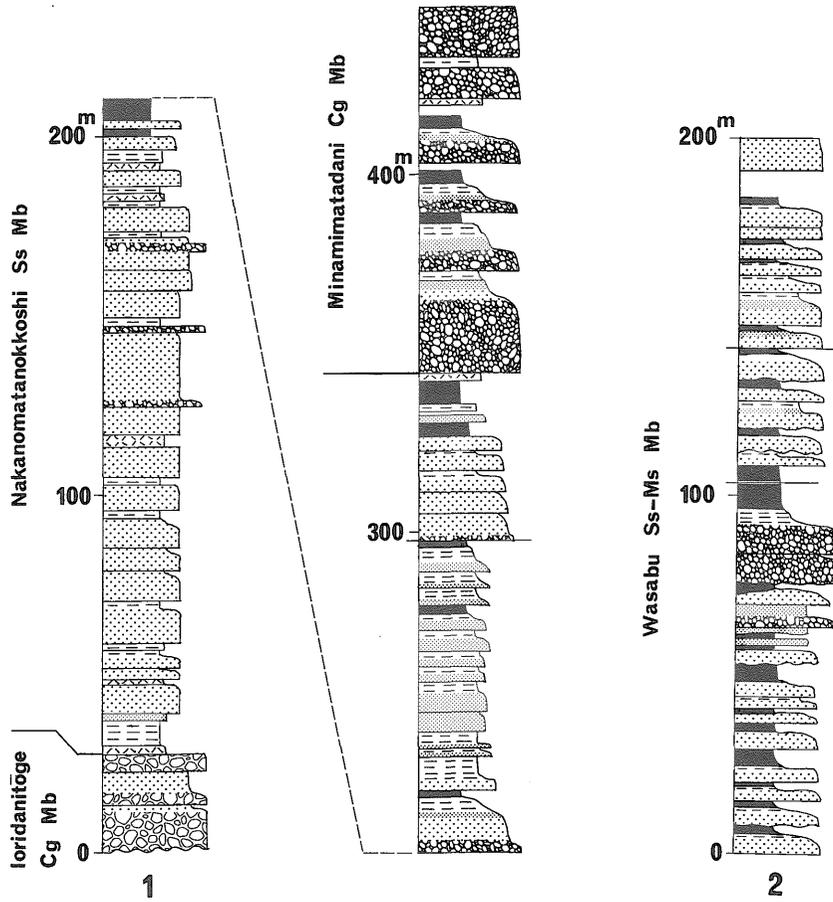
和佐府砂岩泥岩部層

本部層は粗粒砂岩からシルト岩に垂直変化する上方細粒化型の小堆積サイクルの累重からなる。一部垂角礫の中礫からなる礫岩を挟む(第 6 図の 2, 第 9 図)。この小堆積サイクルは 1-10 m の厚さである。礫岩や砂岩には

礫のインプリケーションや砂岩中の斜交層理が認められる(第 9 図)。本地域では南俣谷礫岩部層に整合に重なる。

薬師沢右俣礫岩部層

本部層は主としてチャート礫を含む礫岩からなり、一部砂岩を挟む。本部層は和佐府砂岩泥岩部層に整合に重なり、薬師岳流紋岩類に不整合に覆われる。薬師岳周辺では接触変成作用を被っているため本部層の岩石は堅固であるが、薬師沢右俣では非変成で固結度は低い。層厚は薬師沢右俣支流で最も厚く約 140 m、東南尾根付近で



第6図 石徹白亜層群の柱状図(柱状図1)と赤岩亜層群和佐府砂岩泥岩部層の柱状図(柱状図2) 柱状図作成ルートは第4図に示した。凡例は第5図。

Fig. 6 Columnar sections of the Itoshiro Subgroup (section 1) and the Wasabu Sandstone-Mudstone Member of the Akaiwa Subgroup (section 2). The routes of the columnar sections are shown in Fig. 4. Legend as same as in Fig. 5

75 mである。

本部層の下部では単層内に礫岩から細粒砂岩の上方細粒化が認められるが、上部では塊状礫岩となり、本部層全体としては上方に粗粒化している。

礫岩の礫は角礫-亜円礫の中礫で、基質は火山岩片を多く含む石質ワッケである。

5. 堆積相解析

5.1 堆積相の区分

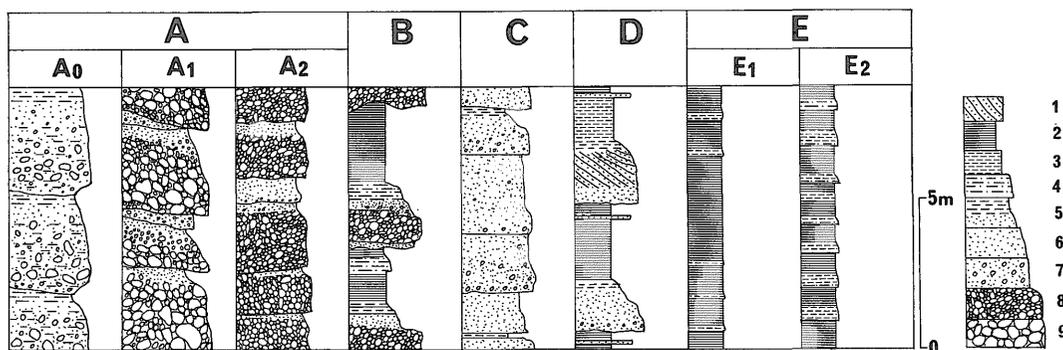
岩相の種類と組合せ及び堆積学的諸特徴から大きく5つの堆積相(Facies A, B, C, D, E)が識別できる(第7図)。

Facies A

礫岩優勢相で、礫の大きさ・淘汰度・基質の性質・成層状態などから $A_0 \cdot A_1 \cdot A_2$ の3つの亜相が識別される。Facies Aは赤岩・石徹白両亜層群で見られるが、双方で礫径と礫種が大きく異なる。

Facies A₀。淘汰不良の泥質砂岩からなる基質支持(matrix-supported)の礫岩で、基質は塊状または弱い葉理を示す。基質が凝灰質の砂まじりシルト岩のこともある(図版IIのA)。厚さ3m以下で、南俣谷礫岩部層中に散在的に少量見られるにすぎない。

亜角礫が多く、基質量は最大で80%、通常30-50%である。1つの礫岩単層での最大礫径群は下底より数10



第 7 図 堆積相の区分

1: 斜交層理, 2: 泥岩, 3: 砂質シルト岩, 4: 泥質砂岩, 5: 細-中粒砂岩, 6: 粗-極粗粒砂岩, 7: 礫質砂岩, 8: 中礫岩, 9: 大礫岩.

Fig. 7 Classification of sedimentary facies.

1: cross bedding, 2: mudstone, 3: sandy siltstone, 4: muddy sandstone, 5: fine- to medium-grained sandstone, 6: coarse- to very coarse-grained sandstone, 7: pebbly sandstone, 8: pebble conglomerate, 9: cobble conglomerate.

cm 上部にあり、礫岩層の上部では上方に細かくなって泥質粗粒砂岩に移化する。すなわち逆級化→最大礫岩径群→正級化という垂直変化が認められる。礫の長軸が層理面に直交もしくは大きく斜交する場合はしばしば認められる。

Facies A₁ 礫支持 (clast-supported) の巨礫-大礫礫岩で粗粒砂岩を挟む。石徹白亜層群庵谷峠礫岩部層に認められる (第 8 図の 1)。礫は大部分花崗岩類からなり、人頭大の礫がごく一般的であるが、巨礫 (最大約 1m) を多量に含む (図版 I の A)。円磨度は全般的に良好である。花崗岩以外の礫は、歪角礫-歪円礫である。基質は粗粒砂岩からなる。淘汰度は庵谷峠礫岩部層の下部では不良、中-上部では普通である。礫岩は一般に塊状で成層構造に乏しいが、2-5 m の厚さの堆積ユニットを示す部分も認められる (図版 I の B)。時々挟む粗粒砂岩には平行葉理-水平層理がしばしばみられる。

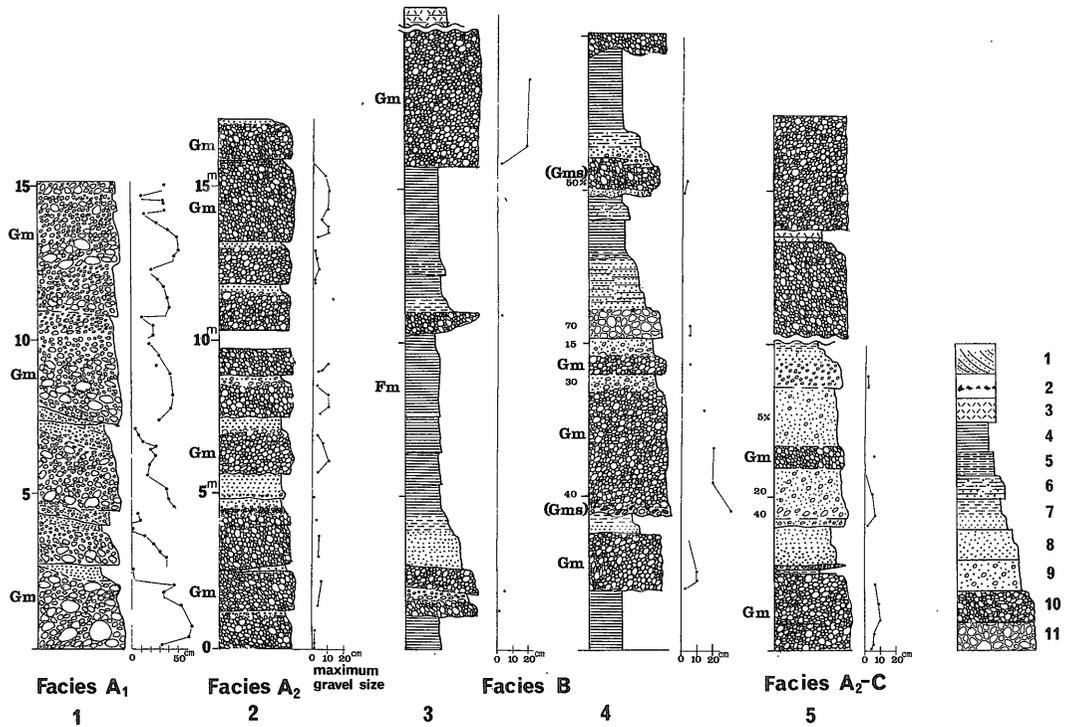
Facies A₂ 赤岩亜層群南俣谷礫岩部層に代表的にみとめられ、中礫-大礫 (平均 3-15 cm が多い) を主とし、小礫を伴う (第 8 図の 2, 図版 II の B)。最大礫径は 20 cm 位である。淘汰度は普通ないしやや不良で、ときどき淘汰のかなり良好な礫岩を挟む。珪長質火山岩類や砂岩などの歪角礫-歪円礫が多く、円磨度は低い。礫岩は厚さ 1-2 m の単位で成層構造をもち、内部は一般に塊状で、弱い水平層理 (flat-bedding) と緩傾斜の planar タイプの斜交層理がときどき認められる。粗粒砂岩または細礫礫岩

を少量挟む。垂直的にみて上記の成層厚の単位毎に上方に漸次細粒化して砂岩に移化することが多い。ときに、礫岩内部での浸食構造を認めるが、下位を大きく切れ込むような浸食構造はまれである。

Facies B

礫岩と泥岩の厚層互層で従属的に砂岩を伴う (第 8 図の 3-4)。南俣谷礫岩部層の中部に多い。礫岩は礫の種類・円磨度において Facies A₂ と酷似する。しかし、礫の大きさは本相の方が大きく、淘汰度は Facies A₂ に比べて低く、雑然として見える。基質の砂岩は Facies A₂ に比べて泥質であり、かつ基質の量が多い。本相の特徴は、上方に細粒化する小規模堆積サイクルを示すことで、サイクル下部は厚さ 2-5 m の礫岩、その上位は 1 m 前後の粗-細粒砂岩、上部は泥岩からなる。礫岩の基底面は通常凹凸面をもち、下位の泥岩とは同時浸食構造によって接し、シャープである。礫岩中に泥岩の同時浸食礫を含むことが多い。礫岩部は一般に塊状で、ときに砂岩を挟んで複合成層することがある。礫岩の上位の砂岩は粗粒-中粒から上部に細粒になり泥岩に漸移する。細粒砂岩は泥質な場合もある。泥岩は厚さ 1-数 m、ときに 10 m 以上で、数 10 cm-1 m の単位で弱い成層面を持つ。一般には葉理に乏しく、塊状である。泥岩部の中では、一般に下部ほど砂質で粗く、上部ほど細粒の泥岩の比率が高い。本相は Facies A₂ に隣接して存在する。

Facies C



第 8 図 庵谷峠礫岩部層 (柱状図 1) と南俣谷礫岩部層 (柱状図 2 から 5) の詳細な地質柱状図

柱状図左側の数字は基質に対する礫の割合。Gm, Gms, Fm は Miall (1978) による堆積相区分。柱状図作成ルートは第 4 図に示した。

岩相の凡例

- 1: 斜交層理, 2: 泥岩の偽礫, 3: 珪長質凝灰岩, 4: 泥岩, 5: 砂質シルト岩, 6: 泥質砂岩, 7: 細-中粒砂岩, 8: 粗-極粗粒砂岩, 9: 礫質砂岩, 10: 中礫礫岩, 11: 大礫礫岩

Fig. 8 Detailed columnar sections of the Ioridanitoge Conglomerate Member (section 1) and the Minamimatadani Conglomerate Member (sections 2 to 5).

Number on the left side of each column indicates percentage of gravel (clast) versus matrix. Gm, Gms and Fm refer to the classification of facies according to Miall (1978). The routes of the columnar sections are shown in Fig. 4.

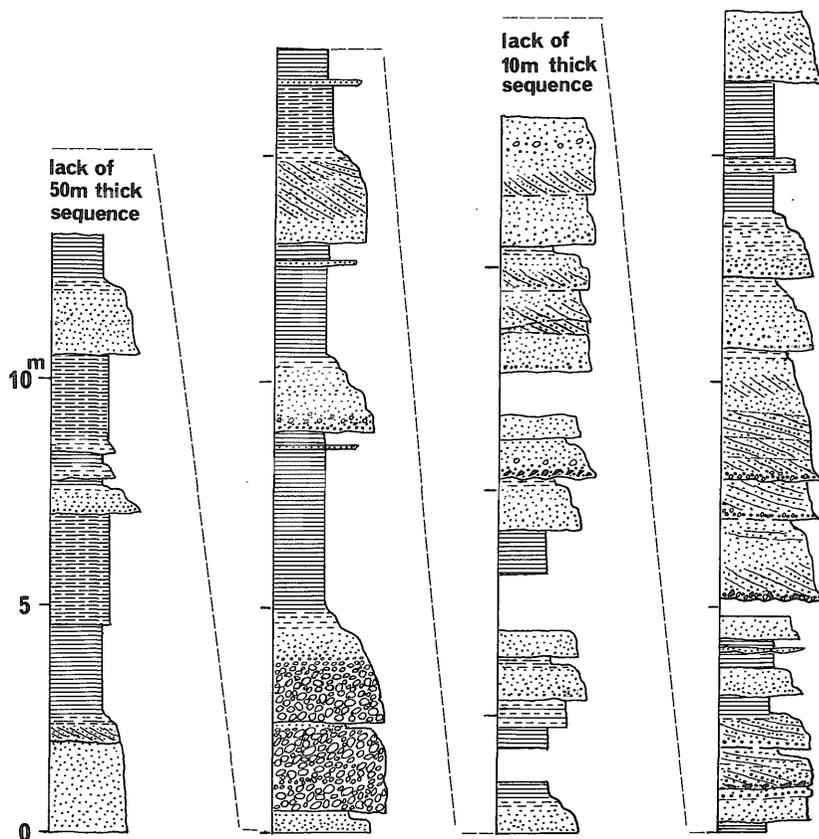
- 1: cross bedding, 2: intraclast of mudstone. 3: felsic tuff, 4: mudstone, 5: sandy siltstone, 6: muddy sandstone, 7: fine- to medium-grained sandstone, 8: coarse- to very coarse-grained sandstone, 9: pebbly sandstone, 10: pebble conglomerate, 11: cobble conglomerate.

厚層理粗粒砂岩-礫質粗粒砂岩。中俣乗越砂岩が代表的であり (第 6 図の 1 の 40-340 m 部分), 和佐府砂岩泥岩部層にも見られる。ときどき優白質細粒花崗岩及び珪長岩の礫を含む。泥質岩は非常に少ない。一見塊状に見えるが厚層理の成層を示すことが多い (図版 III の A)。砂岩の粒度変化 (極粗粒-粗粒-中粒) が顕著で、薄層理-中層理の成層を示すことも少なくない (図版 III の B)。一般的には塊状で無構造であるが、トラフ型が卓越する斜交層理 (図版 V の B) 及び水平層理が明瞭に認められる部分もある。単調な長石質アレナイトの厚層からなるこの相では、垂直的な粒度変化があまり顕著でないが、厚さ

数-15 m の単位で、細粒砂岩または泥質細粒砂岩の薄層をはさむ。この単位の厚さを堆積ユニットとみなすことができる。また、砂岩の岩質は Facies D と酷似する。

Facies D

粗粒砂岩と泥岩の極厚層理互層。赤岩亜層群の和佐府砂岩泥岩部層に代表的に発達する (第 9 図, 図版 IV の A)。他に石徹白亜層群庵谷峠礫岩部層の上部 (猪谷互層相当) が場所によってはこの相を示す。厚さ 2-8 m の粗粒砂岩 (ときに礫質) とほぼ同量の泥岩が、砂岩を下半部とする上方細粒化型小規模堆積サイクルを形成する (図版 IV の B)。砂岩部の底面は同時浸食構造を持ち、多



第9図 和佐府砂岩泥岩部層の詳細な地質柱状図

凡例は第8図。柱状図作成ルートは第4図に示した。

Fig. 9 Detailed columnar sections of the Wasabu Sandstone-Mudstone Member.

Legend as same as in Fig.8. The route of the columnar section is shown in Fig. 4.

くの場合基底部に礫を含み lag 状を呈する。砂岩部は主体が粗粒砂岩で上方に中粒、さらに細粒砂岩へと漸次細粒化を示す。砂粒の淘汰は余りよくない。一般に斜交層理(平板型-トラフ型)がよく発達する。砂岩部の最上部の細粒砂岩は泥質のこともあって、サイクル上半部の泥岩に漸移する。砂岩部の中で急激な粒度変化を伴って複合成層することもある。サイクル上半部の泥岩部は砂質泥岩を約半分含み、1-10 cm 位の厚さの細粒砂岩薄層をときどき挟む。稀ではあるがイブシロン型斜交成層(Allen, 1963)も認められる。

Facies E

本地域の手取層群は粗粒碎屑物が圧倒的に優勢であり、泥質岩の量は少ない。泥質岩は Facies A, B, C, D にも従属的に伴うが、それ自身まとまった厚さをなす場合を本相とする。砂岩薄層の挟み具合から、次の2つ

の亜相が識別される。

Facies E₁ 塊状の泥岩で、南俣谷礫岩部層上部にみられる。均質な黄灰色(風化色)泥岩からなり、数10 cm から1 m、ときに数 cm の間隔で弱く成層し、内部は塊状無構造のことが多い。成層面に沿ってときどき粘土岩をフィルム状に挟在する。砂粒を少量混ざる淘汰不良の砂質泥岩や中-細粒砂岩薄層をごく少量挟む部分もある。局所的に植物化石をかなり豊富に含有する。層相や層厚の側方変化は著しく、泥岩全般が粗くなって、砂質泥岩が多くなったり砂岩や礫岩を挟んだりする。

Facies E₂ 泥岩優勢相で、砂岩薄層を頻りに挟む泥岩(agitated mud, 図版VのA)からなる堆積相である。南俣谷礫岩部層中に局所的(北ノ俣岳付近)に見られる堆積相で和佐府砂岩泥岩部層にも少量挟まれる。北ノ俣岳山頂付近の本相の泥質岩は緑灰色で珩質・堅固な部分

もある。本相中には副次的に厚さ数 m の優白色粗粒長石質アレナイトを挟んでいる。

砂岩薄層は細粒、一部中粒で、厚さ 1-20 cm で泥岩と薄層理互層をなす。砂岩には平行葉理及び斜交葉理がよく発達する。泥質岩においても葉理が縞状によく発達した葉理砂質泥岩も見られる。

5.2 堆積環境

手取層群の模式地を含め、本地域より西側に広く分布する同層群のうち、石徹白・赤岩両亜層群については陸生恐竜化石や立木樹幹化石などが多数見いだされており(石川県教育委員会, 1978 など)、従来より陸成層であることが知られている。岡本(1985)は本地域北方の常願寺流域の手取層群が扇状地-河川堆積物など陸上環境起源であることを明らかにしているが、詳しい報告はまだされていない。

本地域においても、石徹白・赤岩両亜層群について次の諸点から陸成層であると判断される。1) 海生生物化石を欠き、陸上植物化石を多産する。2) 本邦の浅海成泥質岩に非常に多い硫黄または黄鉄鉱に富んだ海成泥質岩(例えば市原・市原, 1971; Takizawa, 1985) が認められない。3) 礫岩を多量に含み、巨礫を多く含んだり(石徹白亜層群)、礫(特に火山岩礫)の円磨度が不良である。4) 礫岩の成層状態は世界各地で報告されている扇状地または網状河川堆積物と類似点が多い。5) 砂岩優勢の岩相において河川堆積物によく知られている上方細粒化型小堆積サイクル(Allen, 1970) がしばしば認められる。

礫岩に富む陸成層としては、扇状地-河川堆積物の可能性が高い。この点に留意し、さらに、現世及び地質時代の扇状地及び網状河川堆積物に関する知見(Williams and Rust, 1969; McGowen and Groat, 1971; Miall, 1977, 1978; Heward, 1978; Rust, 1978; Brookfield, 1980)などを参考にして前項に区分、記述した各堆積相について、堆積環境を考察してみる。

Facies A₀は淘汰不良の基質支持の礫岩であることから泥流(mud flow)あるいは土石流(debris flow)といった堆積物重力流起源であると推定される。基質には当時後背地に降積していたであろう珪長質火山灰が混入したと推察され、火山灰の含有率の高い場合は泥流にちかい堆積物となったであろう。

Facies A₁は不整合面を基底面とする厚層で、起伏に富む基盤の凹地を埋積している。300 m 以上もの厚層で、巨礫を含むことを考慮すると、本相は山間盆地の山麓型扇状地を起源とするであろう。巨礫を運搬可能な流れとしては、供給源に近い強い洪水流(stream flood: Brookfield, 1980)が想定される。石徹白亜層群の本相の礫は

礫径が大きいにも拘らず円磨度が高い。それは礫の大部分を占める花崗岩が、運搬過程において他の岩石と比較して円磨され易い岩石的性質のためである。本地域の石徹白亜層群には数 10 cm 大の巨礫(亜角-亜円礫)が多量に混じることから、扇状地でも供給源に近い扇状地中部のより上流側の堆積場を想定すべきであろう。この地域では基盤の船津花崗岩はかなり起伏に富んだ形をなして分布することからみて、山麓部での堆積を示唆する。

Facies A₂は円磨度の低い礫を多量に含み、かつ淘汰が普通からやや不良な程度で部分的に良好という変化に富む特徴から、扇状地における比較的勾配のある河川流路に形成され、勾配の方向に縦に伸びた礫州(longitudinal gravel bar: McGowen and Groat, 1971)の堆積物を主体とするであろう。運搬はもっぱら洪水時に限られたと推定される。少量ではあるが、泥質砂岩の基質をもったやや不淘汰な礫岩(Facies A₀)を伴うこと、礫径もそれ程大きくなく砂岩の挟有量が少ないことから、Miall(1977, 1978)の網状河川の分類の内 SCOTT タイプに類似し、扇状地中部(mid fan)起源と推定される。

Facies B の礫岩の特徴は、本来下流域での堆積を示唆する泥質岩岩と交互していること、一方では礫の大きさは Facies A₂と変わらないか、むしろ大きめであることである。また、頁岩が多い割に砂岩が余り多くないことから、Facies B の堆積場は Facies A₂ に比べて後背地により近いか同程度と言うことになる。しかし、扇状地内部に厚さ数 m 規模の泥質岩を繰り返し堆積し得るような堆積場を考えることは難しい。堆積相の垂直的な関係や Facies B の礫岩が比較的基質の多い土石流的要素を持つことを考慮すると、扇状地の側方に存在したであろう凹地、すなわち隣接する他の扇状地との間の凹地(interfan)に面した扇状地側方周縁部のうち比較的麓麓に近い堆積場(interlobe:例えば McGowen and Groat, 1971 参照)が想定される。

Facies C の砂岩は大部分花崗岩質物質を起源としており、泥質岩が僅少であること、また Facies D の砂岩と酷似することなどを考慮すると、ある程度勾配があつてかつ広がりのある堆積場という条件を満たさなければならない。このような場としては扇状地の外縁部(distal fan)が有力である。Miall(1978)の PLATTA タイプに比較される。ときどき礫質砂岩もしくは Facies A₂ と同様な礫岩を挟むことから扇状地外縁部という堆積場が適合する。そこではもっぱら網状河川流路沿いの流路砂州として粗粒砂が堆積したと考えられる。流路は短命で常にその位置を変え、広い扇状地末端部に砂を散布するように沈積させたと推察される。

Facies D は Allen (1970) や滝沢 (1976) が報告している蛇行河川に起源する上方細粒化型堆積サイクルと酷似する。すなわち粗粒砂岩は蛇行河川における流路埋積及び突州 (point bar) の堆積物であり、細粒砂岩は突州の浅瀬-自然堤防の堆積物を、サイクル上半部の頁岩は河川流路の側方に広く存在した沖積氾濫原の堆積物と考えられる。上方細粒化は流速が漸次減少したことを示し、流路の連続的な側方移動の結果と解釈される。したがって、Facies D は蛇行河川が漸次流路を側方に移動することによって形成された側方付加型の堆積物である。

Facies E₁ の泥岩は比較的細粒の厚い泥質堆積物であり、かなり静穏な湖沼域での堆積が示唆される。100 m 近い厚層で、しかも均質でより細粒の泥質物は山間盆地の低地に一時的に湖が形成されたことによるであろう。扇状地と扇状地の間に存在した山麓の凹地であったかもしれない。赤岩亜層群堆積時には後背地において珪長質火山活動が活発であり、火山灰が広く後背地を被覆していたことが想定され、比較的短期間にそれらが雨水によって山麓の凹地に運搬されて大量の泥質物として堆積したと考えられる。

Facies E₂ は泥質物質が沈積するような静穏な水域でありながら、ときどき水流作用があつて砂質物質が流入するような水域である。分布域も狭く、厚さもそれほどないことから、扇状地が形成される前の凹地に一時的に生じた池沼地または短命な湖で河川の影響を受けた環境が示唆される。

次に堆積相の垂直的变化に目を向けてみる。

石徹白亜層群では

Facies A₁ → Facies C → Facies D
(北西部及び南部)

Facies A₁ → Facies C (東部)
の垂直的变化を示す。これは扇状地中部での堆積に始まり、その後次第に下流域の沖積低平地へと環境が推移したことを示す。扇状地頂部のような堆積盆周辺部 (山麓部) での堆積物は残されていない。中俣乗越砂岩堆積時の後半から後背地での火山活動が始まった。

赤岩亜層群では

Facies A₂ → Facies B → Facies E₁ → Facies D
→ Facies A₂ (北部)

Facies E₂ → Facies A₂ → Facies B → Facies E₁
(→ Facies D) (南部)

の垂直变化を示す。この時期には後背山地の隆起運動が盛んとなり、南俣谷礫岩が堆積した。全体として扇状地の中流部→扇状地側方部→盆地底での湖沼→沖積氾濫原 (蛇行河川) を経て最後に再び扇状地化したと見なされ

る。

6. 後背地解析

6.1 研究方法

礫種構成の測定は、露頭にて肉眼鑑定による方法と、偏光顕微鏡下での鑑定による方法とを併用した。前者の方法は、露頭で任意の直線を取り、その線上の礫種を記録した。庵谷峠礫岩部層については1地点 (第2図のC地点) 150個、南俣谷礫岩部層については2地点 (第2図のA, B地点) でそれぞれ100個測定した。後者の方法は、中礫以下の礫岩を採取し、1試料につき数枚の薄片を作製し、偏光顕微鏡下にて、2 mm 以上の礫を鑑定した。多くの礫は5-10 mm の大きさである。この方法は南俣谷礫岩部層・和佐府砂岩泥岩部層及び薬師沢右俣礫岩部層の礫岩に適用し、8試料 (第2図のa-h地点) それぞれ50個前後の礫を鑑定した。

また、代表的な礫を、庵谷峠礫岩部層より40個 (主としてC地点より採取)、南俣谷礫岩部層より20個 (主として太郎山周辺と有峰湖東岸より採取) 採取し検鏡した。

砂岩は、合計80試料について検鏡し、そのうち本地域に普遍的に存在する粗粒砂岩30試料について、コバルチ亜硝酸ナトリウム溶液でカリ長石を染色し、Gazzi (1966) 及び Dickinson (1970) に従い、各試料500ポイント計測し、モード分析を行った。

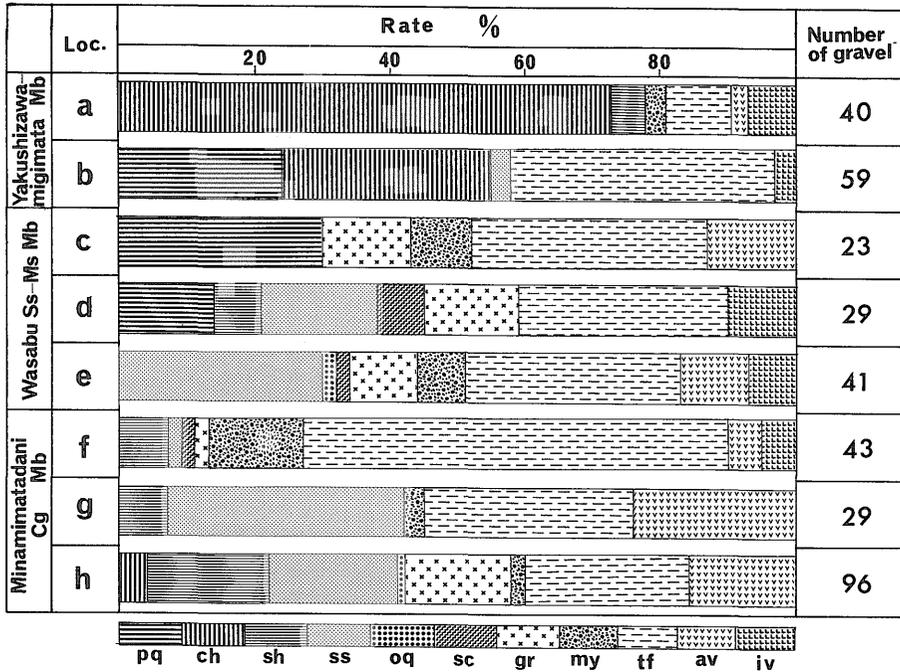
6.2 礫種構成

礫種構成を第10図と第11図に示した。礫種構成から庵谷峠礫岩型・南俣谷礫岩型及び薬師沢右俣礫岩型の3タイプの礫岩が大別される。

庵谷峠礫岩型 (第11図のC) の礫岩は、花崗岩やアブライトなどの花崗岩類の礫が半分以上を占め、次いで変成岩やマイロナイトの礫が多い。流紋岩や安山岩などの火山岩類の礫も含まれる。この型の礫岩は庵谷峠礫岩部層と中俣乗越砂岩部層にみられるが、中俣乗越砂岩部層の礫岩は優白質花崗岩やマイロナイトが優勢である。

南俣谷礫岩型 (第10図のc-h, 第11図のA・B) は、珪長質火山岩類と堆積岩類の礫を特徴とする。流紋岩・珪長質凝灰岩・頁岩・砂岩及び花崗岩の礫を主とし、マイロナイト・アブライト・安山岩・結晶片岩・チャート及びオーソコーツァイト礫もみられる。この型の礫岩は南俣谷礫岩部層と和佐府砂岩泥岩部層にみられる。

薬師沢右俣礫岩型 (第10図のa-b) の礫岩は、チャート・細粒多結晶石英・珪長質凝灰岩・流紋岩及び安山岩の礫を主とし、石質ワッケや結晶片岩を伴う。この型の礫岩は薬師沢右俣礫岩部層にみられるが、和佐府砂岩泥岩部層にもこの型の要素を含む礫岩層がある (第10図の

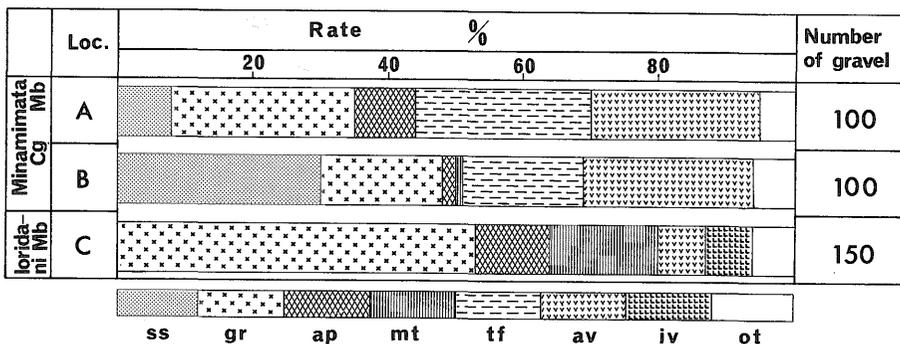


第10図 顕微鏡下での観察による手取層群の礫岩の礫組成

試料採取地点は第2図に示した。pq:多結晶石英, ch:チャート, sh:頁岩, ss:砂岩, oq:オーソクワツァイト, sc:結晶片岩, gr:花崗岩, my:マイロナイト, tf:凝灰岩, av:珪長質火山岩類, iv:中間質火山岩類。

Fig. 10 Gravel composition of conglomerates of the Tetori Group by microscopic observations.

Localities of the samples are shown in Fig. 2. pq: poly quartz rock, ch: chert, sh: shale, ss: sandstone, oq: orthoquartzite, sc: schist, gr: granite, my: mylonite, tf: tuff, av: felsic volcanic rocks, iv: intermediate volcanic rocks.



第11図 露頭での肉眼鑑定による手取層群の礫岩の礫組成

試料採取地点は第2図に示した。ss:砂岩, gr:花崗岩, ap:アプライト, mt:変成岩類(マイロナイトを含む), tf:凝灰岩, av:珪長質火山岩類, iv:中間質火山岩類, ot:その他。

Fig. 11 Gravel composition of conglomerates of the Tetori Group by field observations.

Localities of the samples are shown in Fig. 2. ss: sandstone, gr: granite, ap: aplite, mt: metamorphic rocks including mylonite, tf: tuff, av: felsic volcanic rocks, iv: intermediate volcanic rocks, ot: others.

c-d).

6.3 礫の特徴

花崗岩類の多くは花崗閃緑岩で、ついでアグメロ岩である。まれにトーナル岩や花崗岩がみられる。多くは中粒花崗岩類で、ほとんどの石英や長石類に波動消光が認められる。また大部分の斜長石はセリサイト化を受けているが、石英とカリ長石は新鮮である。有色鉱物は、緑泥石、緑泥石化した黒雲母、接触熱変成作用によって二次的に形成された白雲母である。重鉱物として、ジルコンと燐灰石が含まれる。アプライトの鉱物的特徴も同様である。

変成岩類は、石徹白亜層群庵谷峠礫岩部層において片麻岩類、赤岩亜層群において結晶片岩類が少量認められた。

庵谷峠礫岩部層では、方解石-緑泥石-カリ長石-斜長石-石英片麻岩が複数個みられ、緑泥石-白雲母-斜長石-石英片麻岩も認められた。前者は、肉眼では、角閃石片麻岩の様にみえる。斜長石は著しくセリサイト化している。またひし形の不透明鉱物が多く含まれ、一部リューコキシンになっている。燐灰石も多く含まれている。後者は、灰緑色片岩で、濃緑色の斑状変晶様のものがある。この斑状変晶にみえるものは、緑泥石と白雲母が比較的多い部分で、これらの鉱物の定向配列の方向は、この岩石の片理面と斜交する。不透明鉱物・リューコキシン及び燐灰石が含まれる。珪線石・紅柱石・十字石及びザクロ石などの変成鉱物を含む変成岩は認められなかった。

赤岩亜層群では、セリサイト-石英片岩(図版VIのC)、黒雲母-斜長石-石英片岩、含ザクロ石片岩(図版VIのD)がみられる。含ザクロ石片岩はザクロ石・黒雲母・斜長石及び石英からなる。ザクロ石は接触熱変成作用によって部分的に黒雲母に置き換えられているが、その形態から、本来最大0.8mmの自形結晶をなしていたと推察される。さらに、ザクロ石に比べて他の石英や斜長石などはかなり細粒であることから、高P/T型の変成作用によって形成された結晶片岩であると考えられる。

マイロナイト及び圧砕岩類は、P-マイロナイト(Porphroclastic mylonite)・F-マイロナイト(Flinty mylonite)(高木, 1982)・眼球片麻岩・カクラスティックあるいはマイロニティックな片麻岩及び片麻状アプライトなどである。再結晶化してより粗粒なものもある。

P-マイロナイトとF-マイロナイトは、1mm-1cmのカリ長石や斜長石のポーフィロクラストがみられ、基質は石英・斜長石・緑泥石及びセリサイトからなる(図版VIのA)。また、これら鉱物を作る面構造に平行に、基質鉱物より粗粒の石英が脈状に入っている。この脈状の石

英は、波動消光しない。眼球片麻岩は、最大2cmのカリ長石のポーフィロクラストと、石英・斜長石・緑泥石及び方解石の基質からなる。他に燐灰石・リューコキシン・スフェン及び褐れん石を含む。石英結晶中に緑色ホルンブレンドの小結晶が含まれて保存されているものが認められることから、基質中の緑泥石と方解石の集合体は、ホルンブレンドが変質したものと推察される。

堆積岩類は、オーソコートツァイト、砂岩、頁岩、チャートである。

オーソコートツァイトは、赤紫色あるいは白色で、中粒である。長石質石英アレナイトと呼べるものもある(図版VIのB)。程度の差はあるがほとんどのものは変成作用を受けていて、粒間に白雲母やセリサイトが形成されている。褐色や青色の多色性を示す電気石がしばしば含まれている。これらは数個の粒子に割れていることが多い。

砂岩は、石徹白亜層群では粗粒の長石質アレナイトで、包有物を含む白雲母を含む。赤岩亜層群では細粒-中粒の石質ワッケで、石英や斜長石の他に珪長質の火山岩や凝灰岩の岩片が含まれる(図版VIIのB)。また、重鉱物としてしばしばピコタイトを含む。

頁岩は、黒色でシルト質なものや凝灰質なものがある。南俣谷礫岩部層の黒色凝灰質頁岩(図版VIIのC)より二疊紀放散虫化石を産する(竹内ほか, 1991)。

チャート(図版VIIのD)は白色-灰色、まれに赤色で、放散虫化石(多くのSupmellariaと少量のNassellaria)を含むものがある。薬師沢右俣礫岩部層のチャート礫より三疊紀の放散虫化石が、そのほかに、礫種は不明だが礫岩より二疊紀やジュラ紀の放散虫化石が報告されている(竹内ほか, 1991)。間山北方地域では、おそらくチャートが再結晶したと考えられる白色-灰色の多結晶石英の礫が多くみられる。

火山岩類としたものは、石徹白亜層群では珪長質と中間質の半深成岩である。珪長質のものは、灰緑色の花崗斑岩、文象斑岩などで、斜長石・石英・白雲母及び緑泥石からなり、カリ長石は含まないか、少量で、完晶質である。中間質のものは、灰緑色-濃緑色の安山岩、細粒閃緑岩で、完晶質で、斜長石・緑泥石及び少量の石英からなり、針状の燐灰石・不透明鉱物及びリューコキシンを含む。

赤岩亜層群にみられる火山岩類の礫は、流紋岩・珪長岩・文象斑岩・安山岩及び珪長質凝灰岩などである。珪長質凝灰岩は、白色-灰色-灰緑色-灰桃色などで、しばしば葉理が認められる。珪長質凝灰岩中には粗粒砂サイズの石英や斜長石片を含むものや(図版VIIのA)、微粒子

の集合体で放散虫化石を含むものがある。

6.4 砂岩組成

砂岩は、灰緑色-白色で、粗粒砂岩が多い。これら砂岩の鉱物組成を第12図に示した。ほとんどのものは、岩片を10%前後含む長石質アレナイトであるが、赤岩亜層群の砂岩は石徹白亜層群の砂岩より若干石英の割合が多い。岩片は、ミルメカイトや微文象構造をもつ岩片及び珪長質火山岩である。重鉱物は少なく、褐色の電気石、ジルコンがみられる。上位層準ほど岩片が多くなり、薬師沢右俣礫岩部層の砂岩中ではチャートが多く、流紋岩や安山岩が含まれる。他層準ではみられなかったザクロ石も含む。また、庵谷峠礫岩層や中俣乗越砂岩層の砂岩は局所的に白雲母を多量に含む。この白雲母は微細な包有物を含んでいる。

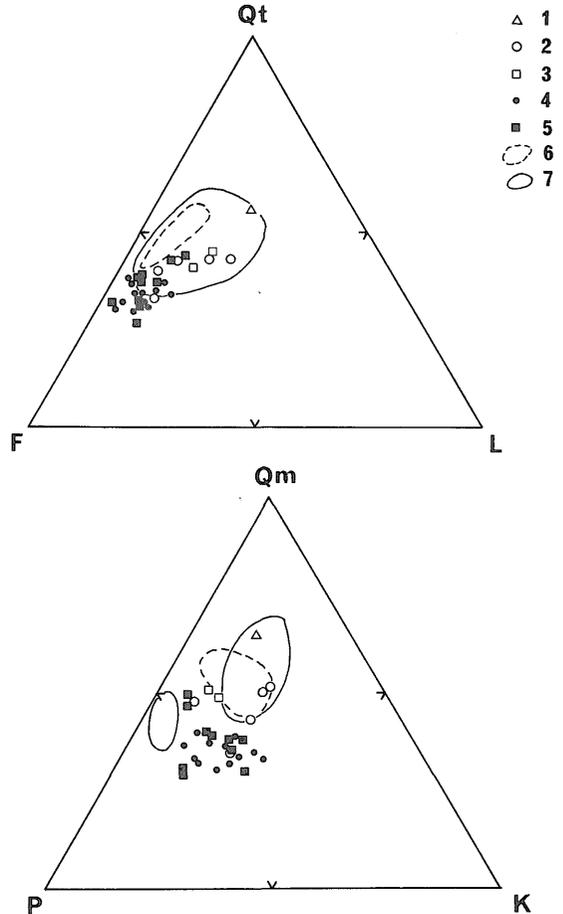
この砂岩組成は礫岩組成の変化とも調和的である。つまり、石徹白亜層群の砂岩は、Qm-P-K ダイアグラム(第12図)にみられるように、アダメロ岩から花崗閃緑岩の領域にあたり、礫岩中の花崗岩類の種類と矛盾しない。これに対して、赤岩亜層群の砂岩は石英が増加し、砂岩や珪長質火山岩に由来するより多くの石英の供給が考えられる。

九頭竜川地域の石徹白亜層群の砂岩(脇田, 1983)と比較すると、九頭竜地域の砂岩は石英(Qt)が本地域の砂岩より10-20%多い。この相違は、変成岩岩片が含まれる(脇田, 私信)ことや多結晶石英岩片が多いこと(Qp/Qtの平均が九頭竜川地域で17.2%に対して、本地域では5.8%)から、変成岩起源の石英が多いためと推察される。このことは、九頭竜川地域の手取層群の基盤に変成岩が広く分布していることと調和的である。また赤岩亜層群の砂岩は九頭竜川地域より本地域のものが若干岩片を多く含むが、石徹白亜層群の両地域の砂岩間の相違ほど大きくはない。

6.5 古流系

第13図に斜交層理及び礫のインプリケーションによる古流向を示す。測定数は多くはないが、当時の河川流は大局的に西から東で、碎屑物の粒度や堆積相の側方変化を考慮すると、南北両側からの側方供給河川系が存在した可能性が高い。なお、方位は現在の位置での方位で表す。

庵谷峠礫岩部層における最大礫径群の変化をみると有峰湖の東側から北方にかけて最大であり(第14図のA)、かつ礫岩層はより厚くなっている。古流向(斜交層理)は3つしか得ていないが北から南を示す。このほかに数例観察されたインプリケーションも北から南の流れを示唆する。現在の神通川沿いから東側の黒部川流域に



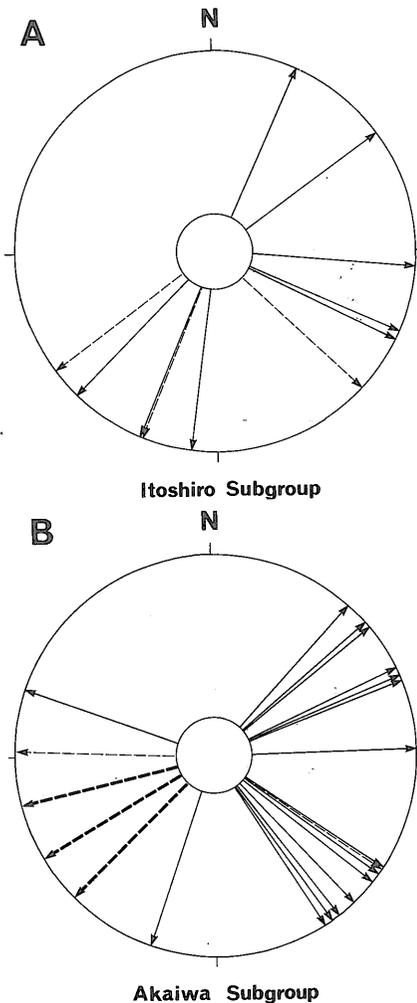
第12図 薬師岳地域の手取層群の砂岩の鉱物組成

Qt: 全石英, F: 長石, L: 岩片, Qm: 単結晶石英, P: 斜長石, K: カリ長石, 以上 Dickinson (1970) による区分
1: 薬師沢右俣礫岩部層, 2: 和佐砂岩泥岩部層, 3: 南俣谷礫岩部層, 4: 中俣乗越砂岩部層, 5: 庵谷峠礫岩部層, 6-7: 九頭竜川地域の手取層群の砂岩(脇田, 1983), 6: 赤岩亜層群, 7: 石徹白亜層群。

Fig. 12 Qt-F-L and Qm-P-K diagrams for sandstones from the Tetori Group in the Yakushi Dake area.

Qt: total quartz, F: feldspar, L: lithic fragment, Qm: monocrystalline quartz, P: plagioclase, K: potassium feldspar, by Dickinson (1970).

1: Yakushizawamigimata Conglomerate Member, 2: Wasabu Sandstone-Mudstone Member, 3: Minamimatadani Conglomerate Member, 4: Nakanomatanokkoshi Sandstone Member, 5: Ioridanitoge Conglomerate Member, 6-7: sandstone from the Tetori Group in the Kuzuryu Gawa area (Wakita, 1983), 6: Akaiwa Subgroup, 7: Itoshiro Subgroup.



第13図 薬師岳地域の手取層群の古流向
 A: 石徹白亜層群。破線の矢印: 庵谷峠礫岩部層中の斜交層理, 実線の矢印: 中俣乗越砂岩部層中の斜交層理。
 B: 赤岩亜層群。太破線の矢印: 南俣谷礫岩部層中の斜交層理, 細破線の矢印: 南俣谷礫岩部層中の礫のインプリケーション, 実線の矢印: 和佐府砂岩泥岩部層の砂岩の斜交層理。

Fig. 13 Paleocurrents in the Tetori Group in the Yakushi Dake area.

- A: Itoshiro Subgroup. Broken line: cross bedding in the Ioridanitoge Conglomerate Member, solid line: cross bedding in the Nakanomatanokkoshi Sandstone Member.
 B: Akaiwa Subgroup. Broken bold line: cross bedding in the Minamimatadani Conglomerate Member, Broken fine line: imbrication in the Minamimata Conglomerate Member, solid line: cross bedding in the Wasabu Sandstone-Mudstone Member.

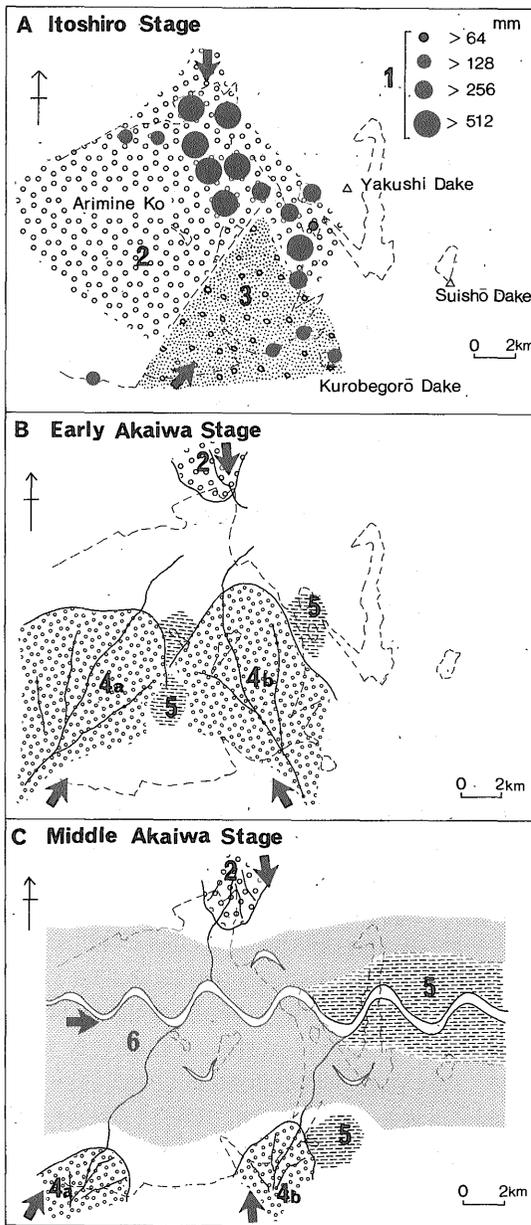
至る手取層群の広い分布地域と層相の側方変化の傾向を見ると, 少なくとも後背山地の一つは堆積盆地の北側にあったと考えるのが妥当であろう。ちなみに岡本(1985)による常願寺川流域の手取層群の古流向は北から南ないし北西から南東が支配的である。

一方, 中俣乗越砂岩部層は, 真川上流域にホルスト状に露出する船津花崗岩類の東側にしか分布せず, しかも分布の南西側で礫岩に富み, 北東側では礫を殆ど含まなくなる。したがって, 中俣乗越砂岩は本地域の南西側からの(側方的?)供給と推察できる(第14図のA)。同部層中に珪長質火山岩礫を含むのは分布域の南部だけであり, そこでは珪長質凝灰岩の挟みが最も多いなど, 南方からの供給という推論を支持する。

次に南俣谷礫岩部層については, 古流向データは局所的に少数得られたのみである。第13図のBで示した北東から南西ないし東から西の古流向の一部は, 流れの方向にのびた礫州(longitudinal gravel bar)の側方移動に伴って形成された可能性がある。したがって, 河川の流れの方向はこれと直交する方向, すなわち北西から南東ないし北から南あるいはその逆の方向ということになる。一方, 礫のインプリケーションや一部の斜交層理には東から西の流向が認められる。そこで礫径や礫種組成の側方変化から供給方向を推論してみる。

礫径については, 本地域の西側に隣接する有峰湖周辺地域(大村, 1973)の方が, 本地域内のものよりやや大きめの礫を含んでいる。本地域内では有意な差異は認め難い。但し, より供給源に近い堆積物を示唆するFacies A₀の礫岩は中央部の太郎平周辺で多く認められる。礫種組成では南部の中俣乗越-北ノ俣岳付近では珪長質火山岩礫の含有率が非常に高く, 円磨度も低い, 火山岩礫がしばしば礫構成の80%以上を占める部分もある。これに対し, 中央部の太郎平付近では, 砂岩・頁岩・花崗岩・凝灰岩及びオーソコーツァイトなど, 花崗岩以外の礫をより多く含んでいる。南俣谷礫岩部層における火山岩の礫は南方ほど含有率が高く, 円磨度が低い。前田・武南(1957 a, b)及びTakenami and Maeda(1959)によればチャートや粘板岩など“古生層”の礫は, 有峰湖より南西方で含有率の高いことが指摘されている。南俣谷礫岩部層に相当する南俣谷礫岩層(河合・野沢, 1958)は, 有峰湖付近で礫径が最も大きく, それより西方では小さくなっているようである。

以上のことから南俣谷礫岩部層の主要な供給源は, 有峰湖周辺の南方, 本地域の南西方にあって, 珪長質火山岩からなる後背地は本地域の南方にも存在したと考える(第14図のB)。



第14図 薬師岳地域の手取層群の堆積過程

1: 庵谷峠礫岩部層の最大礫径, 2: 花崗岩質碎屑物を供給する扇状地, 3: 中俣乗越砂岩部層の花崗岩質碎屑物を供給する扇状地, 4a: 主として頁岩, 砂岩, 結晶片岩などの碎屑物を供給する扇状地, 4b: 主として珩長質火山岩の碎屑物を供給する扇状地, 5: 氾濫原性湖または湿地, 6: 和佐府砂岩泥岩部層の堆積域。

Fig. 14 Depositional process of the Tetori Group in the Yakushi Lake area.

1: maximum gravel size of the Ioridanitoge Conglomerate Member, 2: fan mainly supplying granitic material, 3: fan supplying granitic material of the Nakanomatanokkoshi Sandstone Member, 4a: fan supplying detritus mainly of shale, sandstone and crystalline schist, 4b: fan supplying detritus mainly of felsic volcanic rocks, 5: ephemeral lake or marsh, 6: depositional area of the Wasabu Sandstone-Mudstone Member.

和佐府砂岩泥岩部層の古流向は大局的には西から東を示す。NW-SEとSW-NE方向の間のデータのばらつきや堆積相から推定すると、本部層堆積時には堆積盆の南側にあった扇状地は後退して、西から東に流下する蛇行河川が優勢であったと考えられる。また堆積盆の勾配は緩く、氾濫原が広がり、時には南側（あるいは北側から）から粗粒碎屑物が供給されることもあった（第14図のC）。

薬師沢右俣礫岩部層については古流向を示すデータは得られなかった。竹内ほか（1991）は、チャート礫を含む礫岩は手取層群全体において飛驒・宇奈月帯の縁辺部や飛驒外縁帯に分布することから、少なくとも北西（当時の内陸部）から供給されたものでないと推定している。

6.6 供給源

庵谷峠礫岩部層の礫の大半を占める花崗岩礫は船津花崗岩類に類似し、それらを貫くアプライト起源の礫も多

い。また、マイロナイトや眼球片麻岩の礫は、これら花崗岩類と飛驒変成岩類を原岩として、飛驒帯周縁部や内部に発達しているせん断帯の岩石(加納, 1973, 1975; 野沢ほか, 1975, 1981)に由来すると考えられる。これらのマイロナイトや眼球片麻岩は、手取層群堆積前の古期船津花崗岩へい入後、新期船津花崗岩へい入前の右横ずれ運動によって形成され(小松ほか, 1987)、本地域北側に広く分布しており、礫径分布から推定される供給源と矛盾しない。

珪長質火山岩礫は手取層群下部から上部まで存在するが(前田, 1958 a, 1959)、現在までのところ、その起源となるような火山岩類の分布は、飛驒帯や宇奈月帯及び飛驒外縁帯にはみられない。野沢(1979)は、船津花崗岩に伴った synplutonic dike などから、船津花崗岩が大規模な火山作用を伴った可能性を指摘している。また、山田・滝沢(1981)は来馬層群の砂岩中に多量の珪長質-中間質の火山岩片を認め、三疊紀ごろに火山活動があったことを推定している。当地域の本部層中の珪長質火山岩類の礫もこれらを起源とするのだろう。

中俣乗越砂岩部層の砕屑物は大部分が長石質アレンイトであり、前項で述べたように南西部に分布する船津花崗岩類を起源とする可能性が高い。

南俣谷礫岩部層の礫岩を構成する各種の礫のうち、二疊紀放射虫化石を含む頁岩礫は飛驒外縁帯に由来すると推定される(竹内ほか, 1991)。変成岩類も飛驒変成岩類に由来するものは極めて少なく、結晶片岩類がしばしばみられ、飛驒外縁帯起源のものである。これらは、既述のように南方からの供給と考えられる。

一方、手取川地域の赤岩亜層群のオーソコーツァイト礫は、468-555 Ma の K-Ar 年代を示し(Shibata, 1979)、当時飛驒帯と共に大陸を形成していた中国や朝鮮半島の先カンブリア系起源と考えられている(徳岡・大上, 1979; Shibata, 1979)。本地域のオーソコーツァイト礫から放射年代は得られていないが、手取川地域のものと同様な起源であろう。

これら遠方から運搬されてきた物質に対し、珪長質の火山岩や凝灰岩礫は円磨度が低いことから、堆積盆から比較的近い後背地(飛驒帯内)から供給されたことが推察される。

和佐府砂岩泥岩部層に時々挟まれる礫岩の礫種構成からみた供給源は、南俣谷礫岩部層の供給源とほとんど変化はなく、珪長質の火山岩や凝灰岩が多く含まれるが、砂岩組成には、それらは強く反映せず、若干岩片や石英が増加するにすぎない。このことは、砂岩の主供給源は本地域の西ないし北西側の飛驒帯にあって、珪長質火山

岩類の礫は本地域周辺に比較的近い位置にあった側方供給源であったからであろう。

本部層上部になると、次第にチャートや変成チャートと思われる多結晶石英の礫が含まれるようになる。これは、次に述べる薬師沢右俣礫岩部層堆積時に盛んになった美濃帯あるいはその延長地帯からの供給の先駆的なものと推察される。

薬師沢右俣礫岩部層の礫岩中の礫種は、チャート・珪質頁岩・珪長質及び中間質の火山岩や凝灰岩が多く、少量の結晶片岩や石質ワックを含む。竹内ほか(1991)は、本部層の礫岩より、二疊紀、三疊紀、ジュラ紀の放射虫化石を報告し、チャートや珪質頁岩の礫は、美濃帯あるいはその延長地帯からなるジュラ紀堆積岩コンプレックスに由来すると考えた。

7. 古地理の変遷

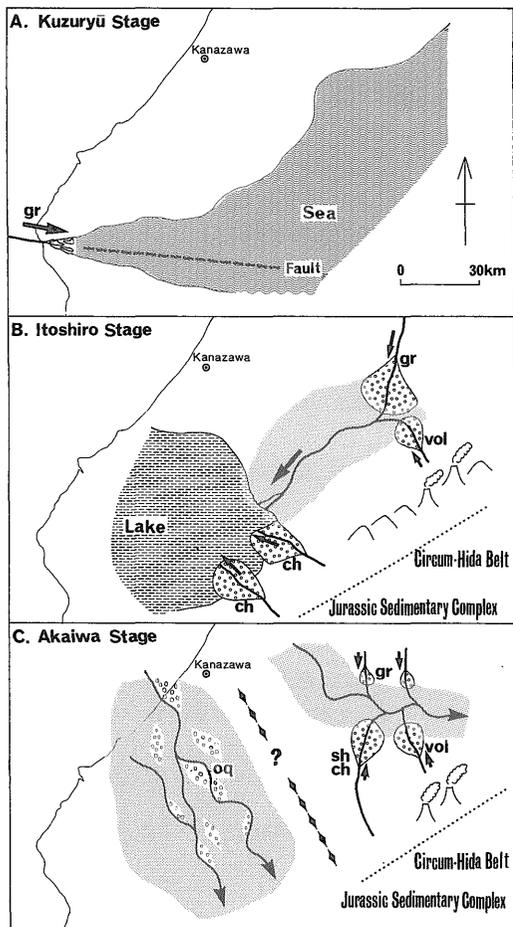
薬師岳周辺地域の手取層群の解析結果に加えて、手取層群全体の堆積相と砕屑物の変化を検討し、それらから推察される手取層群の古地理について考察する。

7.1 九頭竜期

九頭竜川地域では当時東西方向の断層群が存在し、地域的な基盤岩類の運動の相違により、層厚の変化や無堆積状態の地域が生じたことが指摘されており、九頭竜亜層群は大陸縁辺部の飛驒帯・宇奈月帯の南縁部に形成された狭長な構造盆地に堆積したと推定される(前田, 1961 a; 山田ほか, 1989)(第15図のA)。

中期ジュラ紀ごろ九頭竜川地域の北部から庄川地域にかけて淡水性の粗粒堆積物が堆積し始め、庄川地域では、細長く入りくんだ河口付近の堆積環境が推定されている(公文・加納, 1991)。砕屑物は花崗岩・片麻岩・晶質石灰岩・頁岩・砂岩・珪質岩などの礫を含み(河合ほか, 1957; 前田, 1961 b; 山田ほか, 1989)、このうち花崗岩・片麻岩・晶質石灰岩は、飛驒帯あるいはその延長をなしていたと推定される大陸に由来すると考えられる。一方、頁岩・砂岩・珪質岩などの堆積岩類は、宇奈月帯の弱変成岩に由来する可能性がある。

中期ジュラ紀のカロビアンにはこれらの地域に海水が進入し、三角州から浅海域となった(公文・加納, 1991)。堆積盆は九頭竜川地域の南部にも広がり、宇奈月帯の弱変成岩と考えられる石炭紀石灰岩(塚野, 1969)や含クロロイト片岩を不整合に覆い(前田, 1961 c; 金属鉱物探査促進事業団, 1973; 山田ほか, 1989)、基底にはそれら基盤岩に由来する粘板岩・砂岩・珪質岩・石灰岩・緑色岩などの礫が含まれ、花崗岩類は含まれない(山田ほか, 1989)。



第15図 手取層群の堆積過程

gr: 主として花崗岩・片麻岩礫を伴う碎屑物, vol: 主として珸長質火山岩礫を伴う碎屑物, ch: 主としてチャート礫を伴う碎屑物, sh: 主として頁岩・砂岩を伴う碎屑物, oq: 主としてオーソクワーツァイト礫を伴う碎屑物.

Fig. 15 Depositional process of the Tetori Group.

gr: detritus mainly with granite and gneiss gravels, vol: detritus mainly with felsic volcanic rock gravel, ch: detritus mainly with chert gravel, sh: detritus mainly with shale and sandstone gravels, oq: detritus mainly with orthoquartzite gravel.

後期ジュラ紀のオックスフォードイアンには、海域は東部の神通川・常願寺川地域に広がり、九頭竜地域では西方からの臨海扇状地が発達していた(山田ほか, 1989)。礫岩には多くの花崗岩・片麻岩礫を含み、まれにオーソクワーツァイト礫を伴うこと(河合ほか, 1957; 前田, 1961 b; 山田ほか, 1989; 公文・加納, 1991)、砂岩中の碎屑性ザクロ石は泥質岩を原岩とするグラニュライト

相の変成岩に由来する(足立, 1985 a, b)と指摘されていることから、飛驒帯・宇奈月帯ないし、それらに相当する地帯が後背地として広がっていたと推定される。礫岩にはそのほかに珸長質火山岩・砂岩・頁岩などの礫に加えてスピライト礫が含まれる(前田, 1961 b)。スピライトは九頭竜川地域では飛驒外縁帯にわずかに分布する(河合ほか, 1957)ことから、おそらく飛驒外縁帯の岩石も後背地に分布していたであろう。

7.2 石徹白期

その後飛驒帯・宇奈月帯は一変して上昇域となり、一旦陸域となり浸食を受けた後、再び堆積場となり、石徹白亜層群の堆積が始まった。

この不整合は相当大きな基盤の変動を示している。石徹白亜層群の最下部の年代の詳細は不明である。手取川流域の石徹白亜層群の基底礫岩である五味島礫岩層の上位に重なる桑島砂岩頁岩互層より淡水性二枚貝などの化石が報告されており(前田, 1958 b; 松尾・大村, 1966)、前期白亜紀の前期ネオコミアンと考えられている(松本ほか, 1982)。また、同層より産する植物化石に後期ジュラ紀植物群の要素を持つものがあり、ジュラ紀を一部含むという考えもある(松尾・大村, 1966)が、植物化石による厳密な年代決定には限度がある。おそらくこの不整合をもたらしした変動は最後期ジュラ紀(前田, 1961 a)であろう。

石徹白期から赤岩期の堆積盆の性質は、手取川・九頭竜川・庄川地域(西部地域)と神通川・常願寺川・黒部川・黒菱山地域(東部地域)とでは異なってくる(前田, 1961 a)。

石徹白亜層群は大局的に東方ほど上流域での堆積環境を示す(第15図のB)。東部地域では近傍の飛驒帯や宇奈月帯の岩石を起源とする碎屑物からなる扇状地堆積物が堆積し、常願寺川上流の折立周辺地域の北方から大きな扇状地が発達していたと推定される。また石徹白期後半には一部中俣乗越砂岩部層を堆積させたような南方からの扇状地も発達した。しかし西部地域では初期に基盤岩類からなる礫岩が局所的に堆積したが、その後三角州-湖沼-蛇行河川といった低平地の堆積環境となった(前田, 1961 a; 公文・加納, 1991)。庄川地域の古流向は南西方向を示し(公文・加納, 1991)、堆積相からも東方から碎屑物が供給されたと推定されている(前田, 1961 a)。これらのことから西部地域と東部地域は当時同じ水系に属しており、西部地域は東部地域の大きな扇状地を形成した河川系の下流域にあたと推察される(第15図のB)。また逆に、これらの堆積環境から、九頭竜亜層群堆積後の変動において東部地域が西部地域に比べてより

上昇量が大きかったとも言える。

一方、庄川・九頭竜川地域では、チャート礫が含まれるようになるが(斉田, 1987; 公文・加納, 1991), このようなチャートは内陸側の地質体由来するとは考えられないので(竹内ほか, 1991), 上記の河川系とは別の河川系によって供給されたものだろう(第15図のB)。

比較的上流域であった東部地域では、飛驒・宇奈月両帯を構成するような岩石からなる山地があり、主としてそれらの碎屑物が供給され、ジュラ紀堆積岩コンプレックスや飛驒外縁帯からの碎屑物はその山地が分水嶺となって供給されなかったと推定される。

一方、西部地域は低平地で、より広範囲からの河川が流入し、ジュラ紀堆積岩コンプレックスを後背地とする碎屑物が供給された。このことはこの時期にジュラ紀堆積岩コンプレックスの一部が陸化し剝削されていたことを示す。また、この時期の西部地域に飛驒外縁帯の岩石がほとんど供給されなかったのは、後背地の大部分がジュラ紀堆積岩コンプレックスで占められ、飛驒外縁帯の岩石はほとんど分布していなかったからと推察される。それは既述のように九頭竜亜層群の礫としてすでに飛驒外縁帯の岩石が含まれることから、九頭竜期から飛驒外縁帯が浸食域にあり、石徹白期には剝削され尽くし、ジュラ紀堆積岩コンプレックスが地表に露出していたか、あるいは造構作用などの結果飛驒帯・宇奈月帯とジュラ紀堆積岩コンプレックスの間には飛驒外縁帯の岩石はほとんど分布していなかったためではないだろうか。

7.3 赤岩期

この時期は全体的に内陸側からの碎屑物の供給が卓越し、低平地の環境となったが、東部地域と西部地域では碎屑物の組成や堆積相がやや異なり、それぞれ異なった堆積盆を形成していたと推察される。

東部地域では初期に南方からの扇状地が大きく発達し、二畳紀放射虫化石を含む頁岩・砂岩・結晶片岩・オーソコーツァイトなどの飛驒外縁帯や大陸性堆積物に由来する碎屑物が供給された(竹内ほか, 1991)。また当時活動が盛んとなった珪長質火山岩類も南方より供給された。一方北方からは花崗岩類が供給されていた。その後扇状地は衰退ししばらく西方から東方に流れる蛇行河川による堆積場となり、花崗岩や片麻岩を起源とする碎屑物が堆積した(第15図のC)。やがてチャート礫を多く含む扇状地が発達するようになる(竹内ほか, 1991)。

チャート礫の供給が西部地域より遅れて始まったのは、既述したような石徹白期における理由に加えて、赤岩期の初期は飛驒外縁帯の岩石が山地を形成して広く分布し、浸食域にあったために、当時の水系がジュラ紀堆

積岩コンプレックスの分布域まで及んでいなかったからだろう。

一方西部地域では、網状-蛇行河川の堆積場で(公文・加納, 1991), 厚層の砂岩が堆積した。オーソコーツァイト礫を主体とする礫岩が多く、東部地域の後背地とはかなり異なっている(石川県教育委員会, 1978; 公文・小坂, 1991)。特に手取川地域にオーソコーツァイト礫を主体とした礫岩が発達している。庄川地域では古流向は南南東方向を示すことも併せて考えると、西部地域は全体的に北から南への河川系が発達していたと推定される(第15図のC)。おそらく北方にはオーソコーツァイト層や花崗岩・片麻岩からなる大陸性地殻が広く分布していただろう。

このような赤岩期の東西両地域間の堆積相や後背地の相違から、東西両地域の間には堆積盆を分ける何らかの障害物が形成されたと推察される(第15図のC)。

赤岩期末期には湖沼環境が残り、赤色・緑色凝灰岩や頁岩を形成した火山活動が活発になった(前田, 1961 a)。手取層群は、薬師岳地域では106 MaのK-Ar年代を示す閃緑岩に貫入され(原山, 1990), 九頭竜川地域では99 MaのK-Ar年代を示す安山岩に覆われることから(棚瀬ほか, 1989), 手取層群の堆積年代の上限はアプチアンとみなされる。

8. 手取層群の堆積とテクトニクス

手取層群中の礫岩に含まれる中生代の放射虫化石を含むチャートや珪質頁岩の礫は、本来なら最も近接する美濃地域のジュラ紀堆積岩コンプレックス(美濃帯)にその起源を求めるのが妥当であろう。しかしこれには堆積時から現在まで両者の位置関係に変化がなかったという前提が要求される。しかしながら手取層群の堆積した飛驒帯・宇奈月帯・飛驒外縁帯と美濃地域のジュラ紀堆積岩コンプレックスは、現在構造的に接し、その境界部の岩石は複数の断層で境され、複雑な造構過程を経ることが推察される。このような地質構造について、小松ほか(1985)及び小松(1990)は、ユーラシア大陸東縁部の白亜紀の左横ずれ断層に関係して、本来離れた地域にあった飛驒帯・宇奈月帯がナップとして移動し、美濃地域のジュラ紀堆積岩コンプレックスと接する際に形成されたとしている。そこで以下において、手取層群堆積時の両者の位置関係について、いくつかの地質学的試料から考察を試みる。

美濃地域のジュラ紀堆積岩コンプレックスの碎屑岩類は一部手取層群と同時期に堆積しているが、両者の堆積相・産出化石などは著しく異なっている。また両者の礫

岩中には共にオーソコーツァイト礫を含むが、そこから得られた K-Ar 年代は、美濃地域のジュラ紀堆積岩コンプレックスでは 265-324 Ma, 手取層群では 468-778 Ma (Shibata, 1979) である。美濃地域では中期ジュラ紀の礫岩, 手取層群では最末期ジュラ紀(?)-前期白亜期の礫岩からの礫であり、単純には比較できないが、明瞭な相違が認められる。

さらに 163 Ma と 174 Ma の放射年代を示す船津花崗岩類から得られた古地磁気学的データは現在と同様な中緯度の値を示し、手取層群の基盤をなす飛驒及び宇奈月帯は中期ジュラ紀にも現在と同様な緯度にあったと見なされている (Hirooka *et al.*, 1983)。一方、美濃地域のジュラ紀堆積岩コンプレックスの二畳紀から後期ジュラ紀の岩石について測定された古地磁気は、いずれも古緯度に直すと 20° 以内の低緯度の値を示し (Shibuya and Sasajima, 1980; Hattori, 1982), 両地帯は少なくとも後期ジュラ紀まではある程度の距離を隔てて位置していたと考えられる。

中生代の放射虫化石を産するチャートや珪質頁岩を含むジュラ紀堆積岩コンプレックスは、東シベリアのシホテアリン西部からナタハタ・足尾・美濃・丹波・石垣島・フィリピン西部を経てボルネオ西部にかけてユーラシア大陸東縁部に断続的に分布している (Mizutani, 1987; 磯崎・西村, 1989; Kojima, 1989)。手取層群にチャート礫を供給した後背地は、現在隣接している美濃地域のジュラ紀堆積岩コンプレックスそのものではなく、その延長上のこれらのジュラ紀堆積岩コンプレックスのいずれかの地域である可能性が高い。

今後、ジュラ紀堆積岩コンプレックスや飛驒帯・宇奈月帯の移動及び接合する過程を詳細に解明するためには、九頭竜亜層群と石徹白亜層群の間の不整合や石徹白期・赤岩期の東西両地域における後背地の相違の原因など、堆積相・碎屑物組成の変化とテクトニクスとの関係を明らかにすることが必要であろう。また手取層群と同時代の地層について、広域的に同様な解析を行うことによって、中生代後期のユーラシア大陸東縁部の地殻変動の解明につながるものと考えている。

9. ま と め

北アルプス薬師岳地域の手取層群を調査し層相解析と後背地解析を行った結果以下のことが明らかとなった。

(1) 岩相の種類と組合せ及び堆積学的特徴から、大きく 5 つの堆積相が識別される。それらは、Facies A (礫岩優勢相), Facies B (礫岩と泥岩の互層相), Facies C (厚層理粗粒砂岩-礫質粗粒砂岩相), Facies D (粗粒砂岩と

泥岩の極厚層理互層相), Facies E (泥質岩相) である。

(2) 石徹白亜層群では、扇状地中部での堆積に始まり、次に沖積低平地へと環境が推移した。赤岩亜層群では、再び後背地の隆起が盛んとなり、扇状地中部、扇状地側方部、盆地底での湖沼、沖積氾濫原 (蛇行河川) を経て、再び扇状地化した。

(3) 石徹白亜層群庵谷峠礫岩部層の礫岩は、比較的円磨された花崗岩類を主とする巨礫からなる。赤岩亜層群南俣谷礫岩部層の礫岩は、円磨度の悪い珪長質火山岩、珪長質凝灰岩、頁岩、砂岩、円磨度のよいオーソコーツァイトなどの中礫-大礫からなる。赤岩亜層群薬師沢右俣礫岩部層の礫岩は、比較的円磨されたチャート、中間質火山岩や凝灰岩などからなる。

(4) 砂岩組成は石徹白亜層群と赤岩亜層群において、若干岩片量に変化が認められるが、全体としては区別しがたい長石質アレナイトである。

(5) 石徹白亜層群庵谷峠礫岩部層は飛驒帯を後背地とする北方からの扇状地による供給が推定され、中俣乗越砂岩部層は飛驒帯を後背地とする南西方からの扇状地外縁部の堆積が推定される。赤岩亜層群南俣谷礫岩部層は比較的近傍で活動した珪長質火山岩類、及び飛驒外縁帯を後背地とする南方からの扇状地による供給が推定される。和佐府砂岩泥岩部層は飛驒帯を後背地とする西方からの蛇行河川による堆積が行われ、薬師沢右俣礫岩部層はジュラ紀堆積岩コンプレックスを後背地とする扇状地による供給が推定される。

(6) ジュラ紀堆積岩コンプレックスからの碎屑物の供給は、アプチアン以前の前期白亜紀には飛驒帯・宇奈月帯とジュラ紀堆積岩コンプレックスが近接しており、ジュラ紀堆積岩コンプレックスの一部が陸化したことを示唆する。

謝辞 本研究に際し、地質調査所の原山 智技官には、地質に関する未公表資料や現地の様々な情報を提供していただいた。同所の脇田浩二技官には、砂岩に関する未公表資料を提供していただいた。同所の牧本 博技官、中野 俊技官には、岩石薄片の顕微鏡観察においてお世話になった。名古屋大学地球科学教室の足立 守助教授、小嶋 智博士、及び兼松株式会社の斉田縦道氏には、礫岩に関して有益な御助言をいただいた。地質調査所の安部正治氏、野神貴嗣氏には、岩石薄片を作成していただいた。以上の方々に深く感謝する。なお、本研究は、地質調査所における特定地質図幅「槍ヶ岳」地域の地質研究の一貫として進められたものである。

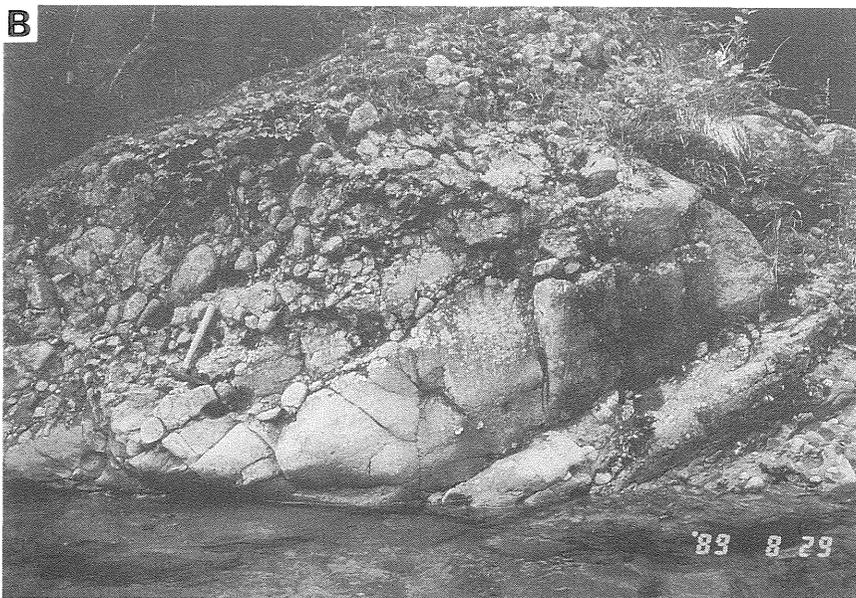
文 献

- 足立 守(1985 a) 手取層群の碎屑岩類の岩石学的研究—とくにザクロ石の組成について, *MRT Newsletter*, no. 1, p. 13-16.
- (1985 b) 美濃帯および飛騨帯のジュラ紀砂岩中の碎屑性ザクロ石, 日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p. 160.
- Allen, J. R. L. (1963) The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, vol. 2, p. 93-114.
- (1970) Studies in fluvial sedimentation: A comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, p. 298-323.
- Brookfield, M. E. (1980) Permian intermontane basin sedimentation in southern Scotland. *Sediment. Geol.*, vol. 27, p. 167-194.
- Dickinson, W. R. (1970) Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 40, p. 695-707.
- Gazzi, P. (1966) Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di Monghidoro. *Mineralog. et Petrog. Acta*, vol. 16, p. 69-97.
- 原山 智(1990) 「槍ヶ岳」図幅地域内の知られざる地質—飛騨外縁帯・1億年深成岩・火山—, 日本地質学会第97年学術大会講演要旨, p. 573.
- ・竹内 誠・中野 俊・佐藤岱生・滝沢文教(1991) 槍ヶ岳地域の地質, 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 190 p.
- Hattori, I. (1982) The Mesozoic evolution of the Mino terrane, central Japan: a geologic and paleomagnetic synthesis. *Tectonophysics*, vol. 85, p. 313-340.
- Heward, A. P. (1978) Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cinera-Matalana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, vol. 25, p. 451-488.
- Hiroi, Y. (1981) Subdivision of the Hida metamorphic complex, central Japan, and its bearing on the geology of the Far East in pre-Sea of Japan time. *Tectonophysics*, vol. 76, p. 317-333.
- Hirooka, K., Nakajima, T. and Sakai, H. (1983) Accretion tectonics inferred from paleomagnetic measurements of Paleozoic and Mesozoic rocks in central Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S. (eds.): *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific regions*. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, p. 179-194.
- 市原優子・市原 実(1971) 大阪層群の海成粘土と淡水成粘土, 竹原教授還暦記念論文集, p. 173-181.
- 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.
- 磯崎行雄・西村祐二郎(1989) 南琉球石垣島のジュラ紀付加コンプレックス富崎層と後期中生代のアジア東縁収束域, 地質学論集, no. 33, p. 259-275.
- 加納 隆(1973) 富山県東半部の飛騨変成帯の地質について(その1)—地質構造区分, 船津期深成作用の特徴および変成岩類の岩相層序区分について—, 地質雑, vol. 79, p. 407-421.
- (1975) 飛騨変成帯東部における船津期重複変形と重複変成作用について, 地質雑, vol. 81, p. 595-609.
- 加藤鉄之助(1914) 飛騨山脈の地質について, 地質雑, vol. 21, p. 111-119, p. 133-140, p. 169-185.
- 河合正虎・平山 健・山田直利(1957) 5万分の1地質図幅「荒島岳」および同説明書, 地質調査所, 110 p.
- ・野沢 保(1958) 5万分の1地質図幅「東茂住」および同説明書, 地質調査所, 76 p.
- 金属鉱物探鉱促進事業団(1973) 昭和46年度精密調査報告書(中竜地域), 49 p.
- 小嶋 智(1986) 岐阜県大野郡丹生川村横尾付近に

- 分布する礫岩より二疊紀放射虫化石の産出。大阪微化石研究会誌特別号, no. 7, p. 175-179.
- Kojima, S. (1989) Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions. *Palaeogeography Palaeoclimatology Paleocology*, vol. 69, p. 213-232.
- 小松正幸(1990) 飛驒ナップ説とナップ境界。日本地質学会第 97 年学術大会講演要旨, p. 36-37.
- ・宇次原雅之・茅原一也(1985) 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造。新潟大理地誌研報, no. 5, p. 133-148.
- ・———・諏訪兼位(1987) 飛驒帯・飛驒外縁帯のテクトニクス。日本地質学会第 94 年学術大会講演要旨, p. 60-61.
- 公文富士夫・加納和巨(1991) 庄川上流, 岐阜県庄川地域の手取層群。文部省科学研究補助金研究成果報告書「岐阜県庄川上流地域の手取層群の堆積学的研究」, p. 1-37.
- ・小坂共栄(1991) 手取層群の礫組成と後背地。文部省科学研究補助金研究成果報告書「岐阜県庄川上流地域の手取層群の堆積学的研究」, p. 39-42.
- 前田四郎(1956) 富山県常願寺川地域の手取層群の層序と構造。千葉大文理紀要, vol. 3, p. 44-49.
- (1958 a) 富山県数地の手取層群。藤本治義教授還暦記念論文集, p. 124-133.
- (1958 b) 白山地域の手取層群の層序と構造(その 1 層序)。地質雑, vol. 64, p. 583-594.
- (1959) 手取層群における石英斑岩礫の由来について。地質雑, vol. 65, p. 290.
- (1961 a) 手取層群の地史学的研究。千葉大文理紀要, vol. 3, p. 369-426.
- (1961 b) 福井県九頭竜川南域の手取層群の層序。地質雑, vol. 67, p. 23-31.
- (1961 c) 福井県九頭竜川南域における手取層群の構造発達史の一解釈。地質雑, vol. 67, p. 189-198.
- Maeda, S. and Fukui, Y. (1960) Note on the Heavy Minerals of the Tetori Group in the Central Part of the Hida Mountainland, Central Japan. *J. Coll. Arts and Sci. Chiba Univ.*, vol. 3, p. 221-233.
- 前田四郎・武南 馨(1957 a) 富山県南部の手取層群の層序と構造。地質雑, vol. 63, p. 273-288.
- ・———(1957 b) 富山県南部の手取層群の堆積環境について。千葉大文理紀要, vol. 2, p. 138-142.
- 松本達郎・小島郁生・田代正之・太田喜久・田村実・松川正樹・田中 均(1982) 本邦白亜紀における海成・非海成の対比。化石, vol. 31, p. 1-26.
- 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, vol. 3, p. 77-97.
- McGowen, J. H. and Groat, C. G. (1971) Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration. *Report of Investigations, Bureau of Economic Geology, Univ. Texas, Austin*. no. 72, 57 p.
- Miall, A. D. (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci. Revs.*, vol. 13, p. 1-63.
- (1978) Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: A summary. In A. D. Miall (ed.): *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. vol. 5, p. 597-604.
- Mizutani, S. (1987) Mesozoic terranes in the Japanese Islands and neighbouring East Asia. In Leitch, E. C. and Scheibner, E. (eds.): *Terrane accretion and orogenic belts*. AGU, Washington D. C., Geodynamics Series, vol. 19, p. 263-273.
- 中野 俊(1989) 北アルプス, 鷲羽・雲ノ平火山の地質。火山 第 2 集, vol. 34, p. 197-212.
- 野田勢次郎・佐藤伝蔵(1920) 20 万分の 1 地質図幅「高山」および同説明書, 地質調査所, 166 p.
- 野沢 保(1979) 船津花崗岩類の今日におけるいくつかの問題。日本列島の基盤, 加納 博教授記念論文集, p. 101-117.
- ・河田清雄・河合正虎(1975) 飛驒古川地域の地質。地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 79 p.

- 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地質図幅)。地質調査所, 85 p.
- 岡本 研(1985) 富山県東南部手取層群の堆積環境。日本地質学会第92年学術大会講演要旨, p. 245.
- Okamoto, K. (1985) Sedimentary environments of the Tetori Group in the southeastern part of Toyama Prefecture. *Master thesis, Dept. Earth Sci. Kanazawa Univ.* (MS.).
- 大村一夫(1973) 飛驒山地に分布する白亜系の層位的研究, I: 北陸地方の白亜系。金沢大学教養部紀要, vol. 10, p. 107-154.
- Rust, A. B. (1978) Depositional models for braided alluvium. In A. D. Miall (ed.): *Fluvial Sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem., vol. 5, p. 605-625.
- 齊田縦道(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疊紀およびジュラ紀放射虫化石。地質雑, vol. 93, p. 57-59.
- 柴田秀賢・原喜久男(1954) 北アルプスの花崗岩類(予報)。地質雑, vol. 60, p. 436-444.
- Shibata, K. (1979) Geochronology of pre-Silurian basement rocks on the Japanese Islands, with special reference to age determinations on orthoquartzite clasts. *The basement of the Japanese Islands—Professor Hiroshi Kano memorial volume, Akita Univ.*, p. 625-639.
- Shibuya, H. and Sasajima, S. (1980) A paleomagnetic study on Triassic-Jurassic system in Inuyama area, central Japan (part I). *Rock Magnet. Paleogeophysics*, vol. 7, p. 121-125.
- 高木秀雄(1982) マイロナイトの定義及び圧砕岩類の分類に関する問題点。早稲田大学教育学部学術研究(生物学・地学編), vol. 31, p. 49-57.
- Takenami, K. and Maeda, S. (1959) Geology of the Arimine district, Toyama Prefecture, with special reference to the Tetori Group. *J. Coll. Art. Sci., Chiba Univ.*, vol. 2, p. 309-321.
- 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射虫化石とその地質学的意義。地質雑, vol. 97, p. 345-356.
- 滝沢文教(1976) 南部北上牡鹿半島のジュラ系にみられる河川成堆積サイクル。地質雑, vol. 10, p. 625-642.
- Takizawa, F. (1985) Jurassic sedimentation in the South Kitakami Belt, Northeast Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 27, p. 167-194.
- 棚瀬充史・山田直利・脇田浩二(1989) 九頭竜川最上流域における99 Ma カルクアルカリ安山岩(林谷安山岩)について。日本地質学会第96年学術大会講演要旨, p. 150.
- 徳岡隆夫・大上和良(1979) オー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, p. 601-623.
- 宇井啓高(1981) 有峰地域の手取大層群。富山県自然保護協会編, 有峰の自然, 北陸電力(株), p. 66-76.
- 脇田浩二(1983) 美濃帯中生層と手取層群の砂岩組成(予報)。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 191.
- Wakita, K. (1988) Origin of chaotically mixed rock bodies in the Early Jurassic to Early Cretaceous sedimentary complex of the Mino terrane, central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 39, p. 675-757.
- Williams, P. F. and Rust, B. R. (1969) The sedimentology of a braided river. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 39, p. 649-679.
- 山田一雄・丹羽 茂・鎌田雅道(1989) 福井県九頭竜川上流地方の手取層群の層序と岩相変化。地質雑, vol. 95, p. 391-403.
- 山田直利・滝沢文教(1981) 来馬層群の砂岩組成からみた飛驒外縁帯の三疊紀(?)珪長質火山作用。飛驒外縁帯, no. 2, p. 64-87.

(受付: 1991年4月11日; 受理: 1991年6月11日)



A : Facies A₁の塊状礫岩. 庵谷峠礫岩部層. 折立南方の真川沿い林道.

B : Facies A₁の砂岩を挟む礫岩. 礫のインプリケーションが認められる. 庵谷峠礫岩部層. 北ノ俣川の1350 m地点で東より合流する支流の1450 m地点.

A : massive conglomerate of Facies A₁. Ioridanitoge Conglomerate Member on the side of road along Ma Gawa south of Oritate.

B : conglomerate intercalated with sandstone of Facies A₁. Imbrication is visible. Ioridanitoge Conglomerate Member at the point of 1450 m above sea level along the branch joining Kitanomata Gawa at the point of 1350 m above sea level.

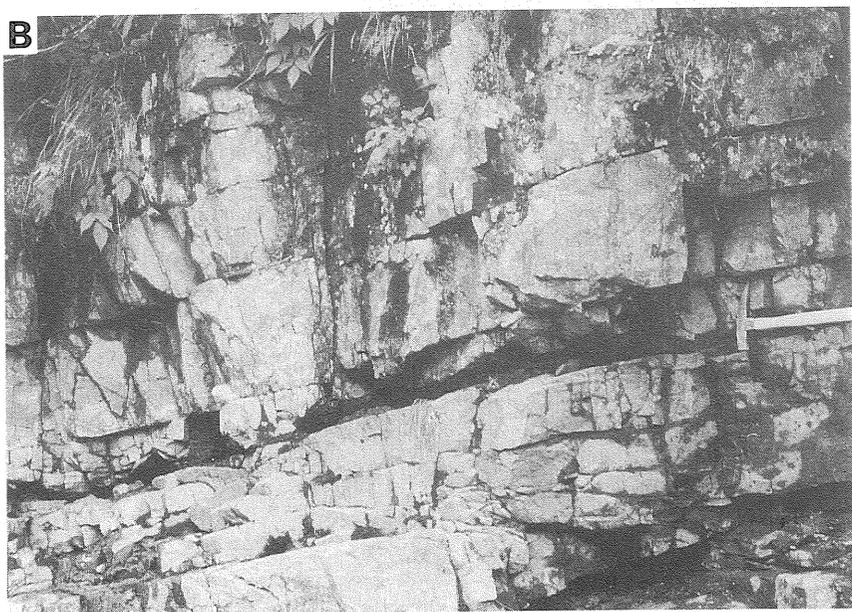


A : Facies A₀の礫岩, 南俣谷礫岩部層, 太郎山北方.

B : Facies A₂の礫岩, 南俣谷礫岩部層, 北ノ俣岳北北東約1.5 km.

A : conglomerate of Facies A₀. Minamimatadani Conglomerate Member north of Taro Yama.

B : conglomerate of Facies A₂. Minamimatadani Conglomerate Member at the point of about 1.5 km north-northeast of Kitanomata Dake.

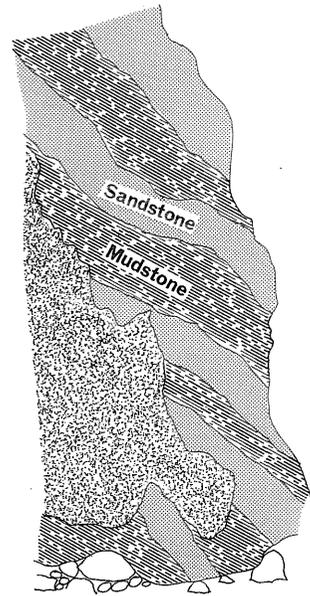


A : Facies C の層状砂岩層。中俣乗越砂岩部層。中俣乗越西方斜面。

B : Facies C の層状砂岩。中俣乗越砂岩部層。薬師沢源流部。

A : bedded sandstone of Facies C. Nakanomatanokkoshi Sandstone Member on the slope west of Nakanomata Nokkoshi.

B : bedded sandstone of Facies C. Nakanomatanokkoshi Sandstone Member in the uppermost reaches of Yakushi Zawa.

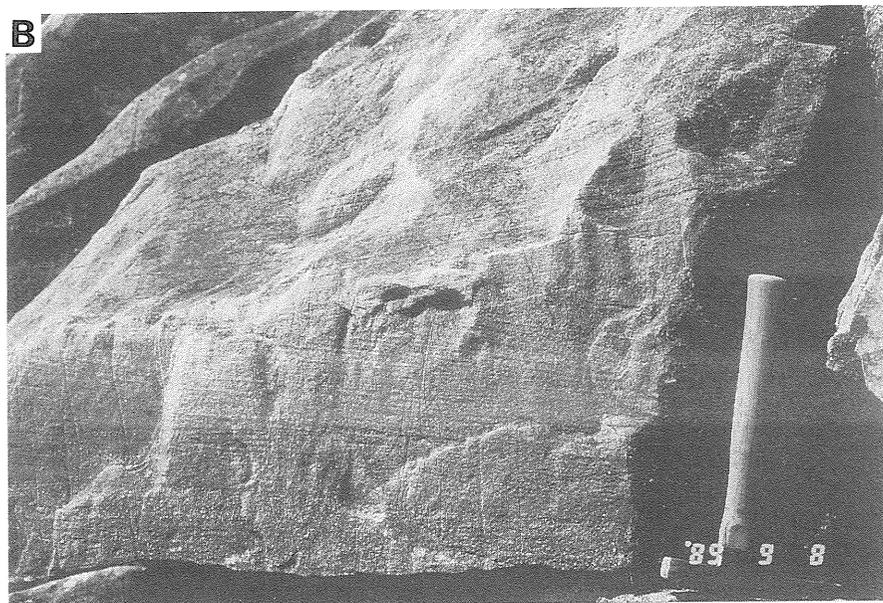


A : Facies Dが発達する和佐府砂岩泥岩部層 (白黒の縞状に見える部分)。上部の尾根部分の白く見える部分は薬師岳流紋岩類で、その下位の黒く塊状の部分は薬師沢右俣礫岩部層 (原山ほか (1991) の第 I 図版の一部を引用。同図版のスケッチ参照)。

B : Facies D の砂岩・泥岩互層。和佐府砂岩泥岩部層。黒部川 1850 m, 第 2 図の地点 d 付近。

A : Wasabu Sandstone-Mudstone Member where Facies D is developed (visible as striped pattern). White rocks on the upper part of the photo are Yakushidake Rhyolites and black massive rock under Yakushidake Rhyolites is Yakushizawamigimata Conglomerate Member (refer to Plate I in Harayama *et al.* (1991)).

B : alternating beds of sandstone and mudstone of Facies D. Wasabu Sandstone - Mudstone Member at the point of 1850 m above sea level along Kurobe Gawa near locality d in Fig. 2



A : Facies E₂のシルト葉理の発達した泥岩。葉理を切る白色の部分は砂岩岩脈。南俣谷礫岩部層。北ノ俣岳頂上付近。

B : Facies C の砂岩中に認められる斜交層理。中俣乗越砂岩部層。中俣乗越の西北西約 500 m。

A : mudstone intercalated with siltstone of Facies E₂. Sandstone dike is visible as white portion cutting laminae.

B : cross bedding in sandstone of Facies C. Nakanomatanokkoshi Sandstone Member at the point of about 500 m west-northwest of Nakanomata Nokkoshi.

国版VI 手取層群の礫の顕微鏡写真

- A : 太郎山近くの南俣谷礫岩部層のP-マイロナイト礫。オープンニコル
- B : 有峰湖東岸の南俣谷礫岩部層のオーソコーツァイト礫。クロスニコル
- C : 黒部川支流の和佐府砂岩泥岩部層のセリサイト-石英片岩礫。オープンニコル
- D : 東南尾根東川の和佐府砂岩泥岩部層の含ザクロ石片岩礫。オープンニコル。

Plate VI Photomicrograph of gravel from the Tetori Group.

- A : P - mylonite pebble from the Minamimatadani Conglomerate Member near Taro Yama. Open nicol.
- B : orthoquartzite cobble from the Minamimatadani Conglomerate Member on the east side of Arimine Ko. Crossed nicols.
- C : sericite-quartz schist pebble from the Wasabu Sandstone-Mudstone Member in the branch of Kurobe Gawa, which was collected from the sequence shown in Fig. 8. Open nicol.
- D : garnet including schist pebble from the Wasabu Sandstone - Mudstone Member at the east side of Tonan One. Open nicol.

国版VII 手取層群の礫の顕微鏡写真

- A : 有峰湖東岸の南俣谷礫岩部層の珪長質凝灰岩礫。クロスニコル
- B : 右俣中流の薬師沢右俣礫岩部層の石質ワッケ礫。クロスニコル
- C : 太郎山近くの二疊紀放射虫化石を含む凝灰質頁岩礫。オープンニコル
- D : 右俣中流の薬師沢右俣礫岩部層の放射虫チャート礫。クロスニコル

Plate VII Photomicrograph of gravels in the Tetori Group.

- A : felsic tuff pebble from the Minamimata Conglomerate Member on the east side of the Arimine Ko. Crossed nicols.
- B : lithic wacke pebble from the Yakushizawamigimata Conglomerate Member in the middle reaches of Migi Mata. Crossed nicols.
- C : tuffaceous shale pebble including Permian radiolarian fossils from the Minamimatadani Conglomerate Member near Taro Yama. open nicol.
- D : radiolarian chert pebble from the Yakushizawamigimata Conglomerate Member in the middle reaches of Migi Mata. Crossed nicols.

