

広島大学学術情報リポジトリ

Hiroshima University Institutional Repository

Title	西南日本外帯の秩父帯白亜系の層序学的・堆積学的研究
Author(s)	宮本, 隆実
Citation	広島大学地学研究报告, 23 : 1 - 138
Issue Date	1980-12-15
DOI	
Self DOI	10.15027/52882
URL	https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052882
Right	
Relation	



西南日本外帯の秩父帯白亜系の層序学的・堆積学的研究

宮 本 隆 実

Stratigraphical and Sedimentological Studies of the Cretaceous System in the Chichibu Terrain of the Outer Zone of Southwest Japan

By

Takami MIYAMOTO

ABSTRACT: The Cretaceous System in the Chichibu terrain, which has been considered to have been formed under the condition of unstable shelf underlain by the strongly folded late Paleozoic-Triassic Chichibu Supergroup and in a basin transitional to the Shimanto geosynclinal trough, is narrowly distributed, forming synclinoria or structural basins, in many scattered areas of the Outer Zone of Southwest Japan. Detailed investigations into it have played an important role as a key to elucidate the geologic development on the Japanese Islands.

Three main areas, that is, the Monobegawa Valley (Kochi Prefecture), the Yuasa-Aridagawa Valley (Wakayama Prefecture) and the Yatsushiro area (Kumamoto Prefecture) were selected by the writer, and stratigraphical and sedimentological studies have been pursued.

In the eastern part of the Monobegawa Valley, the Cretaceous System in the Chichibu terrain is divided, on the basis of a major cycle of sedimentation, into five formations, namely, the Ryoseki (Kochian), Yunoki (Aridan), Hibihara-Hagino (Miyakoan), Nagase (Gyliakian) and Kajisako (Urakawan) Formations in ascending order. To the south of the Chichibu terrain, the Hayama Formation (Miyakoan) is widely developed in the Shimanto terrain, which represents the late Mesozoic-Paleogene geosyncline and is now separated from the Chichibu by the Butsuzo tectonic line. As to the Cretaceous System in the Chichibu terrain of the Yuasa-Aridagawa Valley, six cycles of sedimentation are recognized. They are represented by the Yuasa-Kitadani (Kochian), Arida (Aridan), Nishihiro-Izeki (Miyakoan), Kanaya-Kamimatsubara (Gyliakian), Goryo-Matsubara (Lower Urakawan) and Toyajo-Futakawa (Upper Urakawan-Lower Hetonaian) Formations in ascending order. In the Shimanto terrain, the Terasoma (Urakawan) and Ishigaki (Urakawan?) Formations is exposed. In the Yatsushiro district, the Cretaceous strata in the Chichibu terrain are classified in ascending order into the Kawaguchi (Kochian), Hachiryuzan (Aridan), Hinagu (Lower Miyakoan), Yatsushiro (Upper Miyakoan) and Miyaji (Upper Miyakoan-Gyliakian?) Formations. Each of the formations mentioned above shows in general a regular hemi-cycle, beginning with conglomerate and/or thick-bedded sandstones at the base, followed by alternations of sandstone, siltstone and shale, and ending with shale or mudstone at the top.

On the basis of the general stratigraphical investigations, the writer's further attention is

concentrated on the sandstone- and conglomerate-petrography and paleocurrent analysis, in order to understand the Cretaceous sedimentation in detail. The sandstones were analyzed on the properties of size parameters (median, mean, sorting index, skewness and kurtosis) and major mineral compositions. The conglomerate were analyzed on size, sphericity, roundness and composition of contained gravels. Paleocurrents were also examined by directional sole marks.

In the Monobegawa Valley, the Cretaceous sandstones mostly show a moderately sorted, normally to positively skewed and meso- to leptokurtic type in textural pattern. Besides, most of them are characterized by the feldspathic and lithic wackes, with several exception of feldspathic arenite. The contents in the major minerals of sandstones and the gravels of conglomerates suggest that the provenance was composed mainly of older sedimentary rocks (including basic volcanics), acid-intermediate igneous rocks and metamorphic rocks. All of these source rocks functionated throughout the Cretaceous Period, but some transition took place through the five cycles of sedimentation. For example, the role of the granitic rocks is likely to have become promoted progressively from the Kochian to the Miyakoan via the Aridan in the Lower Cretaceous, and then decreased again in the Gyliakian. In the Miyakoan Hibihara Formation, several slump folds and thrusts suggesting the presence of a southward dipping paleoslope are observed, and paleocurrent direction (longitudinal current) is from E to W, being parallel with the elongation of sedimentary basin. A comparison between the Hibihara Formation and the contemporaneous Hayama Formation is made regarding the properties of sandstones and conglomerates. The results show that the sediments of these two formations were supplied from the same northern source area, and that a tractive current governed the transportation and deposition of the Hibihara in contrast with the dominance of a turbidity current in the Hayama.

In the Yuasa-Aridagawa Valley, most of the Cretaceous sandstones are represented by the feldspathic wacke, feldspathic arenite, lithic wacke and lithic arenite, while there are several characteristic samples belonging to the quartz arenite and quartzose arenite in the Nishihiro Formation. From the mineral composition and the kind of rock fragments in the sandstones, as well as from the sort of gravels of the conglomerate, the source area of the Cretaceous strata is considered to be almost the same as in the Monobegawa Valley. According to paleocurrent measurements, lateral sediment transport from the north is recognized in the Chichibu and Shimanto Cretaceous strata. It is worthy to note that longitudinal sediment transport was from the east in the Miyakoan Izeki Formation, but the west in the Urakawan-Lower Hetsonaian series in the Chichibu terrain. The general northern source area for the sediment of the Chichibu and Shimanto Cretaceous System is suggested by change of sedimentary facies, the kind of gravels, paleocurrent directions and so on. However, the Nishihiro formation may have received their clastic material from the southern islands situated in the middle of the Chichibu terrain and composed of rocks of the Kurosegawa structural belt.

The modal analysis of 51 samples of sandstones collected from the Cretaceous System in the Yatsushiro area reveals the following stratigraphic changes throughout the Lower Cretaceous: Kawaguchi Formation, quartz-rich sandstones; Hachiryuzan F., quartz-rich lithic sandstones; Hinagu F., lithic sandstones; Yatsushiro F., feldspathic and partly lithic sandstones; Miyaji F., feldspathic sandstones. The conglomerates in the Kawaguchi, Hinagu and Miyaji Formations were examined in detail at eight localities.

The conglomerate-sandstone petrography, paleocurrents and other available data indicate that most of the Cretaceous sediments in the Chichibu and Shimanto terrain were supplied from a land on the north. It is inferred that the source areas were composed of a) older sedimentary rocks (including basic volcanics), b) acid-intermediate igneous rocks, c)

metamorphic rocks and d) ultrabasic rocks. Although not decided explicitly, a) is probably referred to the Paleozoic-Triassic Chichibu sedimentaries, b) and c) to the Ryoke volcano-plutonic complex and the Ryoke metamorphic rocks and d), together with a part of c), to the Kurosegawa complex, among which the first must have played the most important role. It is important that the Older Ryoke granites and the associated Sennan acid pyroclastics may have attained an erosion level in the Lower Cretaceous.

Some comments on the mode of sedimentation and the relation between sedimentation and tectonics are given on the basis of the sandstone-conglomerate petrography and paleocurrent in addition to the gross litho- and bio-facies.

目 次

I. はじめに.....	3	B. 物部川流域.....	59
II. 秩父帯白亜系層序.....	5	C. 八代地域.....	82
A. 湯浅一有田川流域.....	5	V. 堆積構造と古流向.....	91
B. 物部川流域.....	15	VI. 秩父帯および四万十帯の白亜系の	
C. 八代地域.....	24	比較.....	95
III. 秩父帯白亜系の基盤の構造特性と		VII. 考 察.....	118
堆積盆の形態.....	27	A. 後背地.....	119
IV. 粗粒堆積物の記載.....	29	B. 堆積史.....	126
A. 湯浅一有田川流域.....	30	参考文献.....	133

I. はじめに

西南日本外帯の秩父帯の白亜系は、“秩父古生層”を基盤としてその上に著しい傾斜不整合をもって重なる不安定陸棚上の堆積物を代表している。かつては一連の堆積盆を形成して

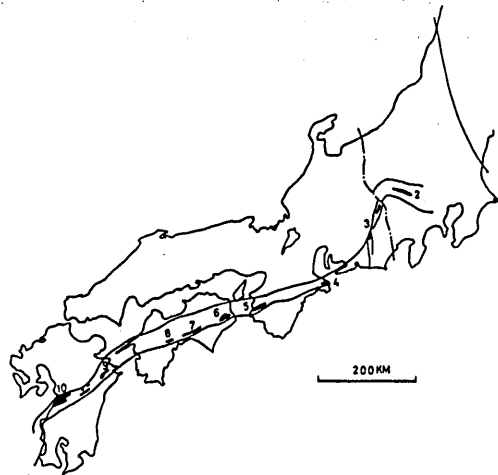


FIG. 1 Distribution of the Cretaceous strata in the Chichibu terrain of the Southwest Japan. 1: East Kanto, 2: Sanchu, 3: Akaishi, 4: Shima Peninsula, 5: Yuasa-Aridagawa, 6: Katsuuragawa, 7: Monobegawa-Ryoseki, 8: Sakawa, 9: East Kyushu, 10: Yatsushiro.

いたであろうこれらの地層の現在の分布は、東は関東平野東端の銚子付近から西は熊本県八代付近まで断続的であり、いずれの地域でも比較的狭いものにすぎない (Fig. 1)。秩父帯白亜系は西南日本の構造発達史を検討する上で重要であり、古くから多くの研究者が多方面にわたる論文を発表している。例えば、YEHARA (1926), YABE (1927), KOBAYASHI (1941), KOBAYASHI et al. (1945), MATSUMOTO (1947, 1954), 甲藤ほか (1956), 平山ほか (1956 a, b), 山下 (1957 a, b), NAKANO (1960), 武井 (1963), 松本ほか (1964), 沼野ほか (1965), 前田ほか (1967), 中居 (1968), SAKA (1968), 坂 (1969), 寺岡 (1970), 小川 (1971), 鹿間ほか (1972), 小島ほか (1975), OBATA et al. (1976), 武井ほか (1977), 松川 (1977, 1979), 北村ほか (1979), 中世古ほか (1979) などの層序学あるいは古生物学的研究があげられる。これらの研究者により秩父帯の白亜系層序, 時代, 対比, 地質構造発達史などがしだいに解明されてきたが, まだ多くの問題点が残されていると思われる。一方, 堆積学ないし堆積岩石学の面からは, 山中部帯における古流系の研究 (坂, 1974, 1976; 坂ほか, 1977) ならびに砂岩や礫岩による供給地に関する研究 (関ほか, 1965; SEKI et al., 1965; 武井, 1974, 1975), 湯浅一有田川流域における古流系の研究 (田中, 1974), 勝浦川盆地 (NAKAI, 1971), 物部川盆地 (MIYAMOTO et al., 1974) および球磨川流域 (藤井, 1956) における各砂岩の研究などがあげられる。

筆者は, 現在まで, 高知県物部川盆地 (大栃付近), 和歌山県湯浅一有田川流域および熊本県球磨川流域 (八代付近) の秩父帯およびそれに隣接する四万十帯白亜系の層序学的・堆積学的研究を行ってきた。研究はまだその途上にあり, 多くの課題が残されているが, 現在までに得た結果を報告する。

この研究の目的は, 湯浅一有田川流域, 物部川流域および球磨川流域に発達する白亜系の層序・対比などの再検討に加えて, 各地層中にみられる砂岩・礫岩についての詳細な堆積岩石学的記載ならびに堆積構造の解析 (とくに古流系の解析) を行い, これらをもとにして白亜紀を通じての古地理と古環境の変遷を含めた造構運動と堆積作用の関係を明らかにしようとするものである。さらに秩父帯全域の白亜系の堆積作用について考察を進めるとともに, その南側に隣接する四万十帯白亜系についても検討を加え, 秩父帯のものと予察的な比較を試みた。

この研究を続けるにあたって終始, 懇切な助言と激励をたまわり, さらに粗稿を詳細に校閲して下さった広島大学理学部長谷見教授に心より御礼申し上げる。同大学中居功博士 (現在, 中央開発株式会社九州支店) からは, 研究の初期に野外調査ならびにとくに砂岩のとり扱い方とその統計的処理の問題について教示をいただいた, 広島大学理学部小島丈見名誉教授, 柿谷悟教授, 中野光雄助教授, 沖村雄二助教授, 原郁夫助教授, 吉田博直助教授および鈴木盛久博士には研究の過程で多くの激励あるいは助言をたまわった。新潟大学立石雅昭博士をはじめとする“粗粒堆積物研究グループ”のメンバーならびに広島大学理学部矢野孝雄氏をはじめとする地史学談話会のメンバーの方々には種々の批判と討論をいただいた。また, 使用した多数の薄片の作製に関しては広島大学高橋秀夫・曲井明登両技官に, 礫岩中の泥質物の化学分析 (EPMA 分析) については鈴木盛久博士および南朝生技官におおところが多い。これら多くの方々に深く感謝の意を表する次第である。この研究の費用の一部には文部省科学研究費を使用したことを記してあわせて謝意を表する。

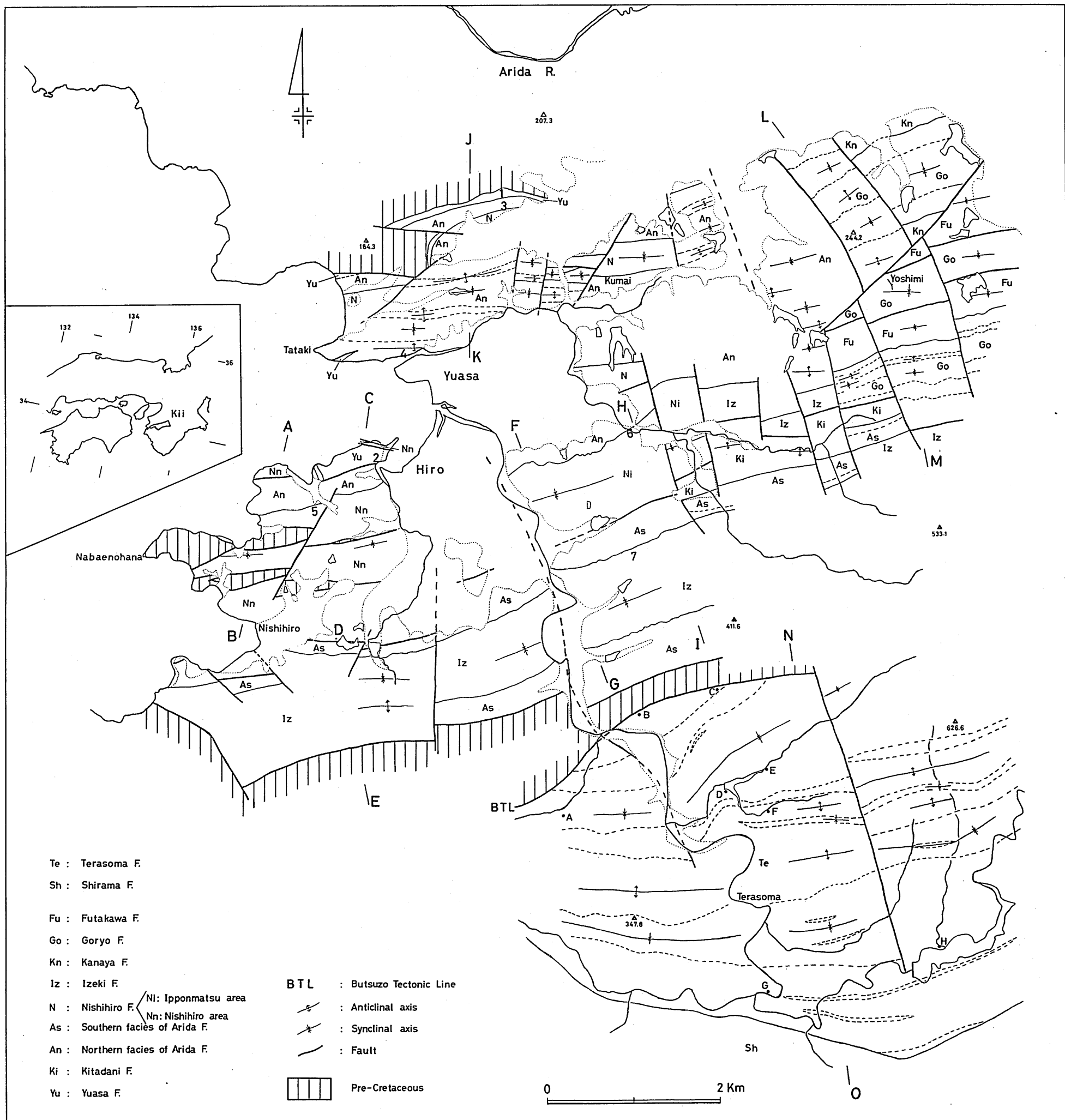


FIG. 2 Geological map of the Yuasa area, showing the localities of the conglomerates.

1: ACG01, 2: ACG02, 3: ACG03, 4: ACG04, 5: ACG05, 6: ACG06,
7: ACG07.

II. 秩父帯白亜系層序

秩父帯の白亜系は、東関東の銚子付近から、西九州の八代西方まで分布している。白亜系の対比表を、時代などに問題のある部分があるが、現在までの数多くの研究者による資料をもとに作成した (Table 1)。この章では、本研究においてとくに調査を行った和歌山県湯浅一有田川流域、高知県物部川流域および熊本県八代地域の秩父帯白亜系の層序を記載する。なお、その他の地域については数多くの文献があるので参照されたい。

TABLE 1 CORRELATION OF CRETACEOUS STRATA IN THE CHICHIBU TERRAIN OF THE SOUTHWEST JAPAN

Kochian	Aridan	Miyakoan			Gyliakian	Urakawan	Hetonaian	Time Area
Kawaguchi F.	Hachiryuzan F.	Hinagu F.	To. F.	Ya. F.	Mi. F.			Yatsushiro
Yamabu F.	Ochidani F.	Tamari-mizu F.	Haidate-yama G.		Tano G.			East Kyushu
Ryoseki F. Kaisekiyama F.	Yunoki F. Funadani F.	Kurohara F. Hibihara F. Hagino F.	Yo. F.	Miyano-hara F.		Nagase F.	Kajisako F.	Monobegawa - Sakawa
Tatsukawa F.	Hanoura F.	Hoji F.	Fu. F.		Kushibuchi F.		Tatsue F.	Katsuura-gawa
Yuasa F. Kitadani F.	Arida F.	Nishihiro F. Izeki F.			Kanaya F. Kamimatsubara F.	Goryo F. Matsubara F.	Toyajo F. Futakawa F.	Yuasa-Aritagawa
	Nansei G.							Shima Peninsula
Izumikawa F.		Gokashoura F.						
		Todal F.			Misakubo F.			Akaishi
Shiroi F.	Ishido F.	Sebayashi F.			Sanyama F.			Sanchu
		Choshi G.						East Kanto

To: Tomochi, Ya: Yatsushiro, Mi: Miyaji, Yo: Yotsushiro, Fu: Fujikawa, G: Group, F: Formation.

A. 湯浅一有田川流域

秩父帯は、北側を有田川構造線 (HADA, 1967), 南側を仏像構造線によって三波川帯および四万十帯とそれぞれ境される。秩父帯白亜系の基盤をなす先白亜系は、白亜系分布域の北側と南側だけでなく域内にもあらわれる。おのおのを北帯, 南帯および中帯の先白亜系とよぶ。

北帯の先白亜系は、平山ほか (1956 a, b), HADA (1967) および前島ほか (1976) などにより石灰岩中のフズリナ化石から二疊系と考えられていたが、前島ほか (1977) はチャート層より三疊紀型のものを含む多数のコノドント化石を発見し、大部分が三疊系に属するもので、フズリナ化石を含む石灰岩は外来ブロックであろうと判断されるに至った (市川ほか, 1979)。また白亜系に北接する結晶片岩類 (平山ほか, 1956 a; HADA, 1967) について記載した前島 (1978) は、前期ジュラ紀の間に黒瀬川構造帯を構成する諸岩類の著しい浮き上がりがあり、

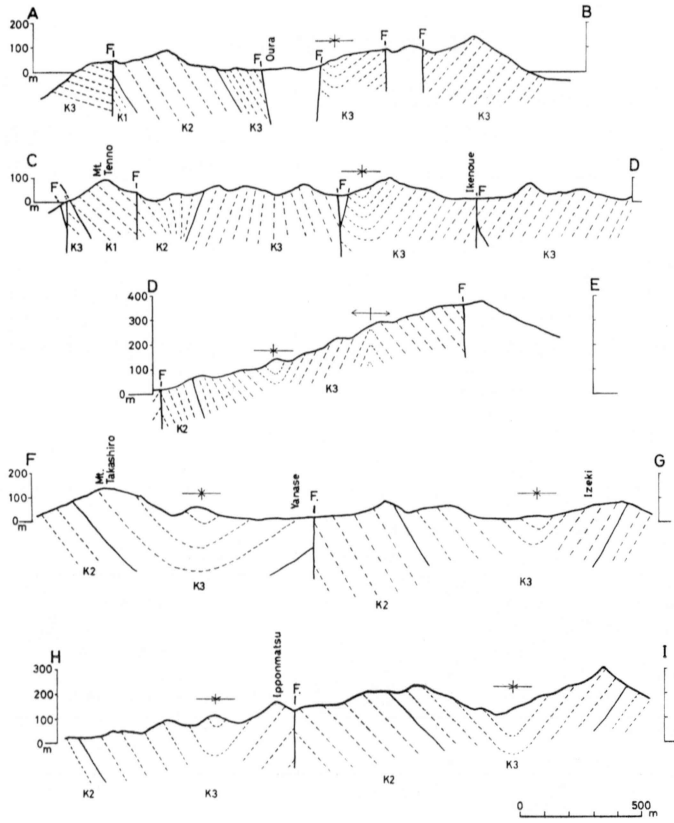


FIG. 3 Geological sections of the Yuasa area (1).

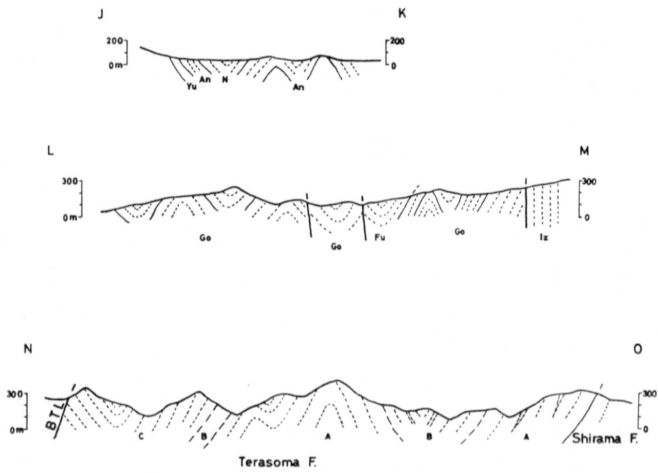


FIG. 4 Geological sections of the Yuasa area (2).

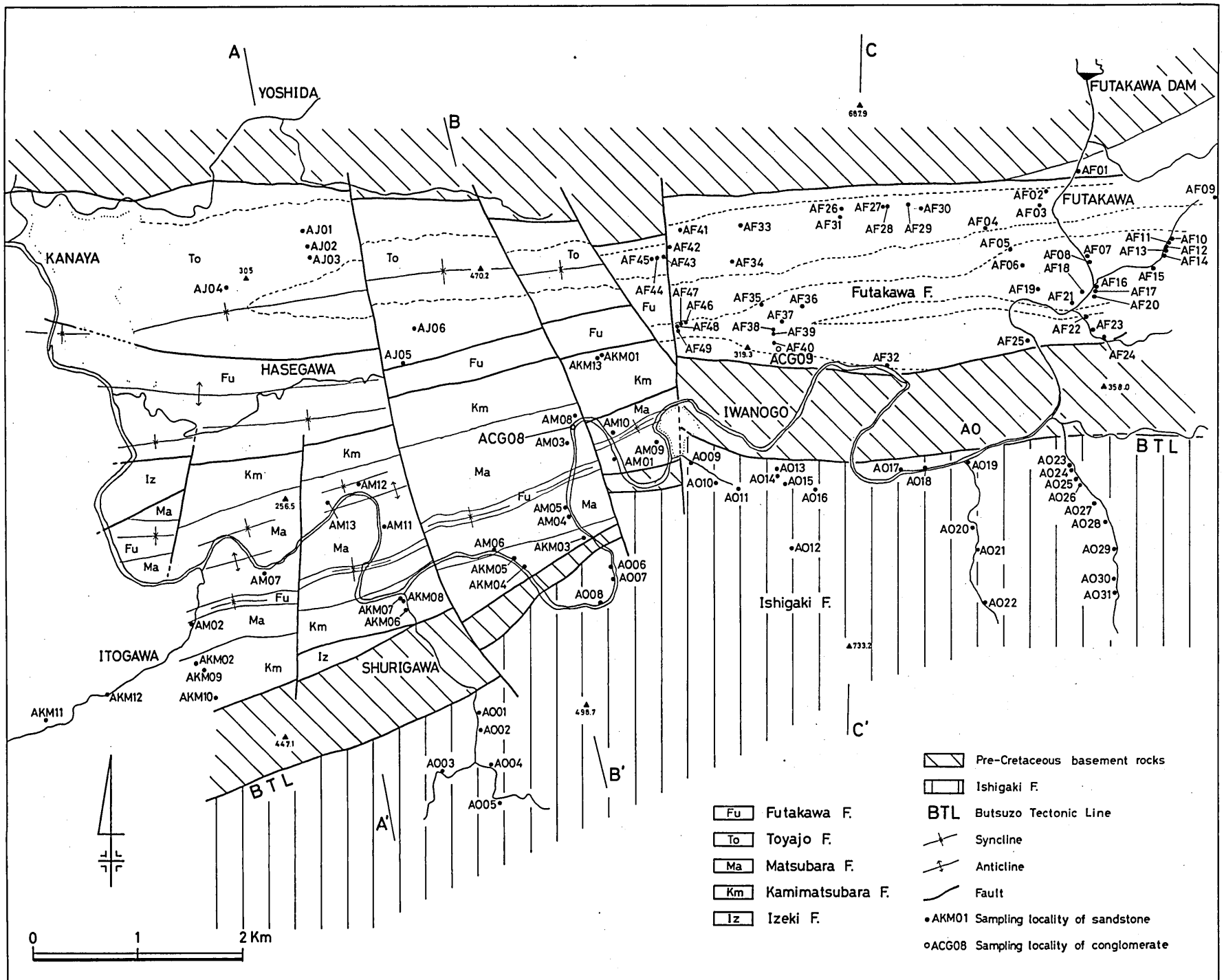


FIG. 5 Geological map of the Aridagawa valley (from Kanaya to Futakawa).

それに伴って結晶片岩類も上昇したと推定した（前島，1978 Fig. 6 参照）。

中帯の先白亜系は，宮古統西広層の分布域内にあらわれ，黒瀬川構造帯の構成メンバーであるシルル・デボン系（石灰岩・酸性凝灰岩），火成岩類（花崗閃緑岩・蛇紋岩など），変成岩類および古生層（？）よりなる（市川ほか，1974；西谷ほか，1973など参照）。

南帯の先白亜系は，当地域では由良町北方に広い分布を示し（SAKA, 1967），二疊系—上部ジュラ系までの種々の地層がその中に含まれる（YAO et al., 1970；市川ほか，1971）。

紀伊半島西部の秩父累帯では，その中軸部に沿って白亜系が ENE-WSW 方向に延びる狭長な帯状分布をなしている。それは西海岸（有田郡広川町西広付近）から東方へ有田郡清水町東方の雨山付近まで東西約 35 km にわたり，幅は西海岸地域では約 6 km であるが，東方では 2~3 km 程度で次第に狭くなる。この地帯の中で西方から東方に向かって順次新しい地層があらわれ，西部では高知世~宮古世にわたる下部白亜系が，中央部では上部白亜系が，東部では上部白亜系の最上部だけが発達する。これは白亜紀海進が東へ向かって進んだことを示すものである。

湯浅—有田川流域の白亜系については，化石を多産することもあって古くから多くの層序学的・古生物学的研究がある。井上（1933）の全域にわたる概略の研究のあと，松本（1947）は白亜系の層序と時代論を再検討し，下位より湯浅層，有田層，西広—井関層，松原層，二川層，烏屋城層を識別するとともに，外帯の地質構造発達史について新知見を述べた。平山ほか（1956 a, b）はさらに新事実を加え，一応，現在使用されている区分を確立した。

秩父累帯の白亜系は先白亜系を顕著な傾斜不整合でおおい，全体として ENE-WSW 方向に軸をもつ1つの複向斜構造を形成している。白亜系全体（高知統一ヘトナイ統下部）で6

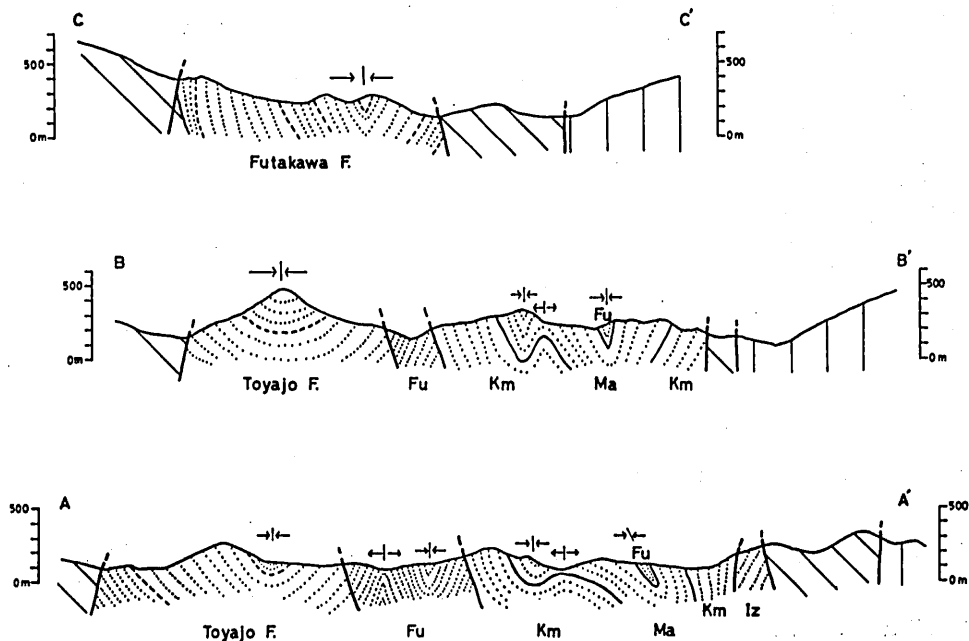


FIG. 6 Geological sections of the Aridagawa valley.

つの堆積輪廻が認識され、これに対応した層序区分がなされる (Table 1)。おのおのの間に顕著な層序的間隙はなく構造的間隙もないものと推定される。各輪廻ごとに化石相・岩相は北部と南部で多かれ少なかれ異なっている。湯浅地域の地質図および地質断面図を Fig. 2-4 に、有田川流域金屋から二川地域の地質図および地質断面図を Fig. 5-6 に示す。地質柱状図は紙面の都合上、西広層と井関層をのぞいて模式柱状図のみ Fig. 7-13 に示す。以下、各地層について記述する。

(a) 湯浅層

湯浅層は湯浅北方と同南西の天皇山付近に分布する。湯浅北方で顕著な傾斜不整合をもって先白亜系を覆い、上位の有田層とは整合関係にある。層厚は約 50-150 m で、砂岩・礫岩を主とし頁岩を伴う瀕海ないし入江性、一部陸成の堆積物を代表すると考えられる。

湯浅北方では、基底礫岩層の厚さは 10~20 m で、この上部に砂岩頁岩互層 (30 m) がく (Fig. 7 (1))。湯浅北西の端崎^{ただき}付近では、湯浅層の砂岩頁岩互層が、走向 N75°E、傾斜 60°S の逆断層をもって北側の有田層の礫岩層と接し、南側は同層に整合におおわれて小範囲に露出している。

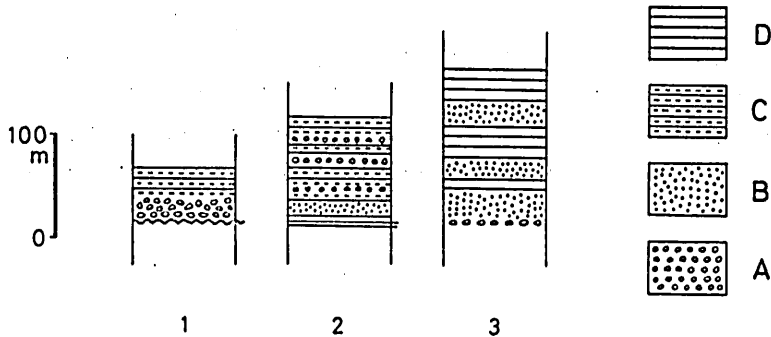


Fig. 7 Generalized stratigraphical columnar section of the Yuasa-Kitadani Formation.

1: Yuasa Formation in the north of Yuasa

2: Yuasa Formation in Mt. Tenno

3: Kitadani Formation

A: Conglomerate, B: Sandstone, C: Sandstone-shale alternation, D: Shale

Legend is in common with Fig. 7-13.

天皇山付近の湯浅層 (Fig. 7 (2)) は、北側の西広層と逆断層 (天皇山スラストとよばれる) で接している。礫岩・砂岩・頁岩の交互層からなり、淡水~汽水性貝化石・植物化石を多産する。下限は上記断層により切られるため、厚さは正確には不明であるが 100 m+ であろう。地層の走向は東から西に向かって E-W から次第に NW-SE へと変わって N-S となり、傾斜は約 40° の角度をもって南ないし西おちであり、正常位に重なっている。南側は断層で有田層と接するが、西方ではこれに整合におおわれる。前島 (1979) は、天皇山付近の湯浅層について岩相・堆積構造・化石 (生痕化石を含む)・古流向などから礫質海浜堆積相であるとしている。

湯浅層の砂岩頁岩層には領石型貝化石群・同植物化石群に属する化石が多量に含まれる。

層序的位置・岩相などからしても“領石層群”に相当するもので、高知統に対比される。

(b) 北谷層

北谷層は北谷付近の背斜部に露出し、上位に重なる有田層と整合関係にある。下限は不明であるが、少なくとも約150 mの層厚をもつ (Fig. 7 (3))。下部の砂岩層 (約30 m) は塊状中粒砂岩よりなり、最下部付近に局部的に細粒礫岩を伴う。続く頁岩層 (120 m) は頁岩を主とし砂岩や砂岩頁岩互層を挟在する。層序的位置により高知統に対比され、北部相を代表する湯浅層に対して南部相にあたるものと考えられる。海生化石を産する。

(c) 有田層

有田層は下位の“領石層群” (湯浅層・北谷層) と整合関係にあり、上位の西広層・井関層に平行不整合に覆われる。層厚は150~250 mで、おもに公海性の砂岩、砂質頁岩および頁岩から構成される。北部では下部に礫岩 (非海成?) が顕著であるのに対して、南部ではこれが砂岩に移化しており (Fig. 8), 両者の間で岩相・化石相がかなり異なる。

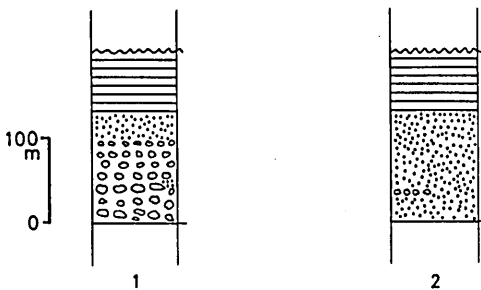


Fig. 8 Generalized stratigraphical columnar section of the Arida Formation.

1: Northern facies 2: Southern facies.

有田層北部相 (Fig. 8 (1)) は、西広層のうち最も南に位置するものおよびその東方延長にあたる井関層の北側に分布する。淘汰の悪い礫岩を主とし砂岩をはさむ下部礫岩層 (約100 m), 塊状砂岩よりなる中部

砂岩層 (30-50 m), 頁岩・砂質頁岩よりなる上部頁岩層 (80 m) の順に重なる。

有田層南部相は西広層より南に位置する井関層がつくる向斜の南北両翼に分布する。広川町西広付近から柳瀬付近においては、西広層とその同時異相の井関層の間に、下位の有田層上部層が背斜構造をなしてあらわれると考えられていたが、今回、山田南西の谷で北側の西広層と有田層との間に東西方向の断層が発見された。すなわち、ここでは西広層と断層で接する有田層は背斜をなすのではなく、南傾斜をとって南側の井関層に平行不整合におおわれているのである。南部相 (Fig. 8 (2)) は、主に青灰色塊状一成層中粒砂岩よりなりわずかに礫岩をはさむ下部層 (約130 m, ところによってはかなり薄くなる) と、層理の明瞭な頁岩からなる上部層 (約70 m) に分けられる。前述のように南部層は北部相に比べて礫岩の発達が著しく悪い。

有田層からは、平山ほか (1956 a) や小島ほか (1976) などにより下部白亜紀 Barremian を指示するアンモナイトが報告されている。当地域の白亜紀における第2堆積輪廻を代表するもので、“下部物部川層群”に属し、有田統に対比される。

(d) 西広層

西広層は一般に有田層北部相に伴って分布し、これを平行不整合におおう。両層間の岩相変化は顕著である。湯浅南西の西広付近と同南東の一本松西方によく発達し、湯浅北方にも露出がある。

湯浅南西西広付近 (Fig. 9) では向斜構造をとっており、層厚約400 mで、粗粒塊状石英

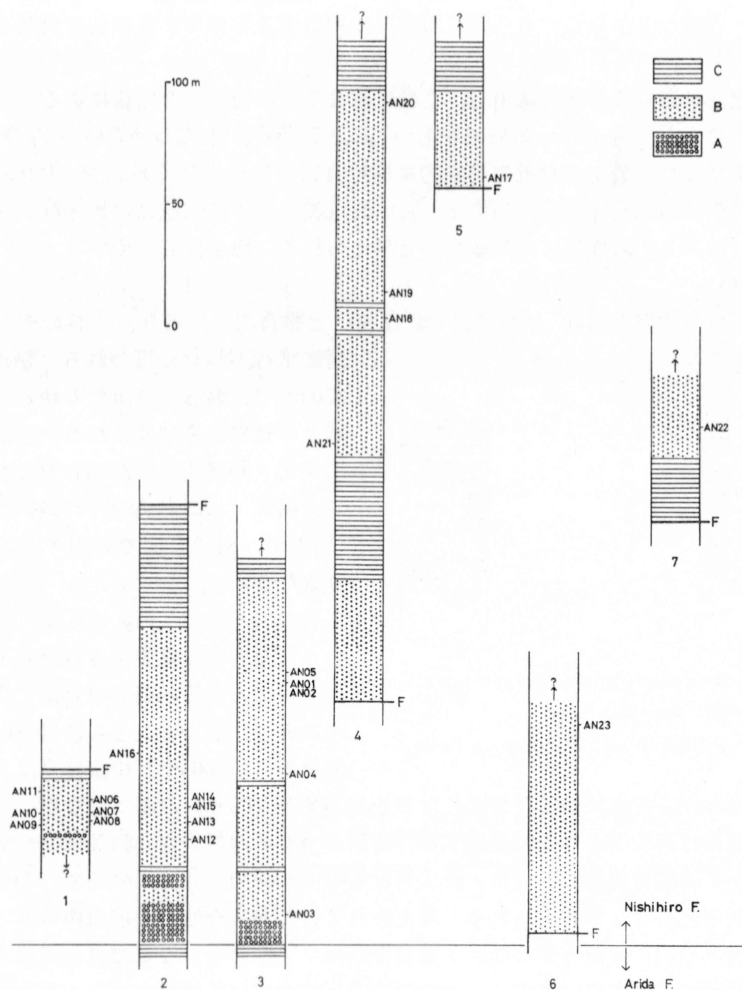


Fig. 9 Stratigraphical columnar section of the Nishihiro Formation in the Nishihiro area, showing the sampling localities of the examined sandstones.

1: Northwest of Shiraki, 2: Koura, 3: Otsuda, 4: Northeast of Nishihiro,
5: Southeast of Otsuda, 6: Ikenoue, 7: Southwest of Koura.

質砂岩が顕著である。ここでは下位より次のような層序がえられる。基底礫岩層（約 30 m）は礫岩・粗粒砂岩よりなり、礫岩は北部によく発達するが南部ではほとんど含まれなくなる。下部砂岩層（約 120 m）は粗粒～中粒石英質砂岩で代表され、頁岩・礫岩をはさむ。炭層のうすいものもよくはさまれる。砂岩には葉理を示すものがある。下部頁岩層（50 m）は頁岩よりなり、汽水性化石にとむ。上部砂岩層（160 m）は石英質砂岩を主とし、少量の頁岩を伴う。南部では浅海生化石（トリゴニアなど）を含む塊状中粒砂岩の部分がある。上部頁岩層（約 20 m）は頁岩よりなり、上限は不明である。

湯浅南東一本松付近では（Fig. 10）、全層厚約 400 m で、ほとんどが中粒～細粒のアル

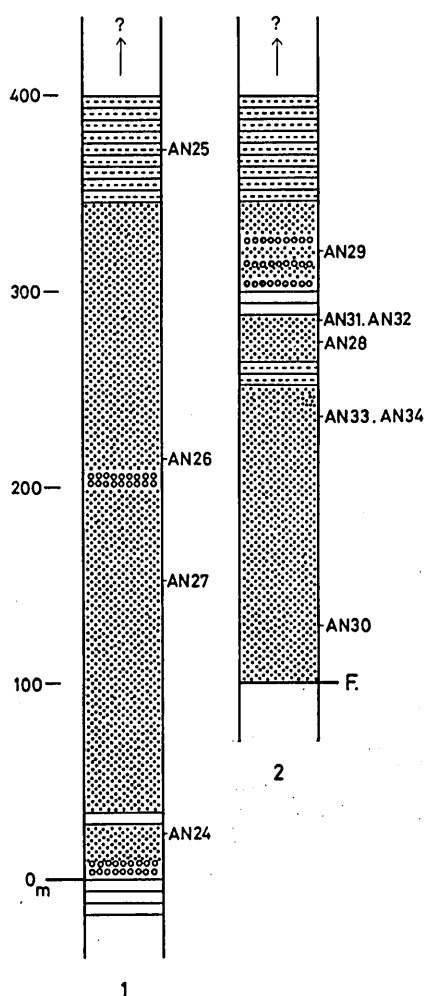


FIG. 10 Stratigraphical columnar section of the Nishihiro Formation in the Ipponmatsu area, showing the sampling localities of the examined sandstones.

1: Northern wing, 2: Southern wing.

(f) 金屋層

金屋層は吉備町東丹生図南方の小区域に分布するにすぎない (Fig. 2)。上位の御霊層に整合におおわれ、その関係は鷹巣池西方の山頂付近でよく観察される。一般走向は N80°E で南へ約60°の傾斜をもち、露出の限りでは下部 (約 30 m) の粗～中粒成層砂岩層と、上部 (約 30 m) の頁岩ないし砂岩頁岩細互層からなる (Fig. 12)。層序的位置によりギリヤーク統上部に対比されるが、下限は不明である。

コーズ砂岩で代表されるが、有田層と接する基底部および中部に礫岩がみられる。また最上部に砂岩頁岩互層があり、上限は不明である。

湯浅北方では細粒アルコーズ砂岩で代表される。

西広層からは時代決定に有効な化石は産出しないが、層序的位置により“上部物部川層群”に属し、宮古統に対比されるものとみなされる。

(e) 井関層

井関層は一般に有田層南部相に伴って分布し、これを平行不整合におおって向斜構造をとっている。全層厚は約 400 m で、井関付近では基底礫岩 (20～30 m) に始まり、下部層 (230 m, 塊状～厚成層の粗～中粒砂岩で代表され所々に礫岩・砂岩頁岩互層をはさむ)、上部層 (150 m, 砂岩頁岩互層よりなる) の順に重なる。本層を構成する砂岩は一般に粗～中粒で、いわゆるグレイワッケ型である。模式地の井関付近では砂岩が卓越し礫岩を伴うが、西方の池之上南方では砂岩頁岩互層を下位にして上部に中粒砂岩がみられ、さらに西方の唐尾南方では大部分が砂岩頁岩互層で代表される。すなわち、東から西に向って粗粒相から細粒相に移化していく傾向がある (Fig. 11)。井関層は西広層の南部相に相当するものとされていたが、最近、湯浅南西の南谷 (井関東方) の従来、井関層 (平山ほか, 1956 a) とされていた地層から Coniacian (浦河統下部階) を示すアンモナイト化石 *Anagadryceras limatum* と二枚貝化石 *Inoceramus uwajimensis* が KANIE (1972) により発見された。層序・構造ならびに時代論について今後検討を要するところである。

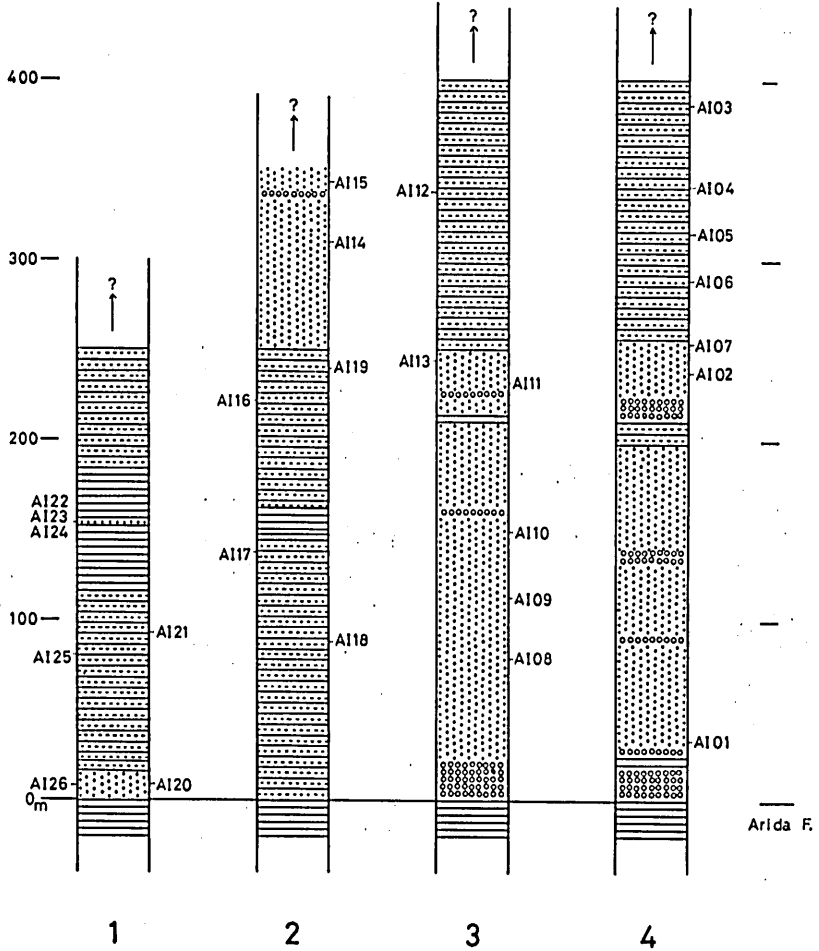


FIG. 11 Stratigraphical columnar section of the Izeki Formation, showing the sampling localities of the examined sandstones.

1: South of Karao, 2: South of Ikenoue, 3: Izeki, 4: East of Izeki.

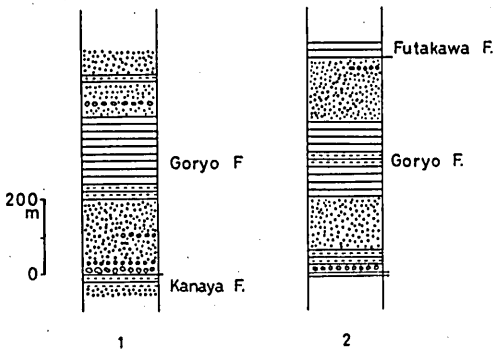


FIG. 12 Generalized stratigraphical columnar section of the Goryo Formation.

1: North of Yoshimi, 2: South of Yoshimi.

(g) 上松原層

上松原層は本地域の中央部において上位の松原層をはさんでその両側に分布する (Fig. 5)。上松原南方において 400 m 近くの厚さを示し (Fig. 13-1), 下部砂岩層と上部頁岩層に区分される。下部砂岩層 (約 200 m) は厚さ 8 m の礫岩に始まり, 粗粒砂岩・砂岩頁岩細互層部において上位に厚い砂岩がつづく。砂岩は一般に灰色, 塊状, 粗~中粒である。上部頁岩層 (約 150 m) は主として頁岩からなり, 砂岩頁岩互層をはさむ。

北翼の上松原層は露出がわるく, 層序に不明確な点があるが, 下部の砂岩層と

上部の頁岩層に区分され, 全体としては砂岩頁岩互層が卓越する。

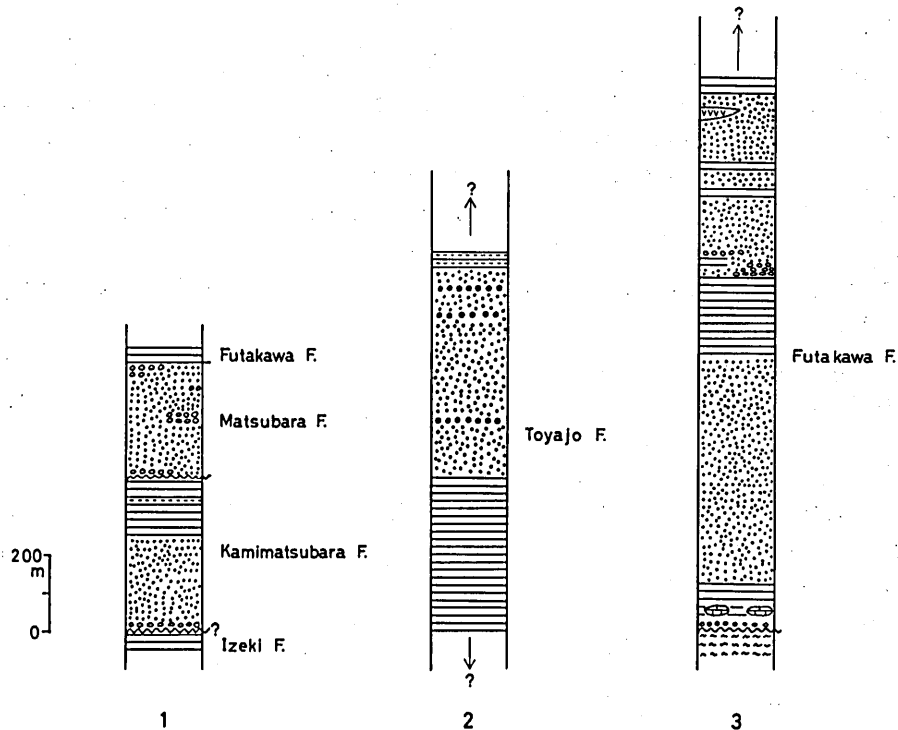


FIG. 13 Generalized stratigraphical columnar section of the Kamimatsubara, Matsubara, Toyajo and Futakawa Formations.

1: Kamimatsubara and Matsubara Formations, 2: Toyajo Formation, 3: Futakawa Formation in the Futakawa area.

上松原層は年代決定に有効な化石を産出しないが、層序的位置からすると金屋層に相当するもので、ギリヤーク統に対比される。

(h) 御霊層

御霊層は下位の金屋層と上位の二川層との間に整合にはさまれて本地域の北東部に分布し、波長約 700 m で背斜・向斜をくり返している (Fig. 2)。なお、今回の調査の結果、平山ほか (1956 a) の地質図と異なり、上部白亜系 (御霊層および二川層) の分布が西に延びることがわかった。

砂岩を主体とする層厚約 600 m の粗粒浅海性堆積物からなり、中部に化石に富む泥質岩をはさみ、全体として graded bedding がよく発達する (Fig. 12)。その下部層 (200 m) は成層〜塊状、粗粒〜中粒砂岩を主とする。基底にチャート、砂岩、粘板岩、千枚岩、石灰岩、花崗岩類、石英斑岩などの礫からなる最大層厚 40 m の礫岩層がある。中部層 (220 m) は頁岩・砂質頁岩を主体として砂岩頁岩互層をはさみ、頁岩からイノセラムス・アンモナイトなどの化石を産する。上部層 (180 m) は砂岩を主とし礫岩、砂岩頁岩互層を伴う。

御霊層は *Inoceramus uwajimensis* YEHARA の産出と層序的位置を考えあわせると、浦河統下部階 (Coniacian) に対比される。

(i) 松原層

金屋^{いみだう}層^{いみだう}は下位の上松原層とは侵食間隙が短い軽微な平行不整合関係にある (Fig. 5)。複向斜構造をとっており、南側の向斜においては上位の二川層の頁岩層が整合的にのっている。層厚は約 300 m で (Fig. 13-1)、砂岩を主とする浅海性粗粒堆積物からなる。Graded bedding, sole mark, parting lineation, 礫岩で埋められた channel structure などの堆積構造がよく観察される。本層の主体を構成する砂岩は一般に灰白色、淡青灰色あるいは灰色を呈し、粗〜中粒である。礫岩が種々の層準に介在し、基底部にもレンズ状のものがあってその厚さは 10 m に達することがある。

本層はイノセラムスの化石により浦河統下部階 (Coniacian) に対比され、西部の御霊層と同時異相関係にあるものとみなされる。

(j) 烏屋城層

烏屋城層は本調査地域中央部の北半に向斜構造をとってあらわれる (Fig. 5)。層厚は約 1,100 m で (Fig. 13-2)、周囲の地層、すなわち北側の先白亜系および南側の二川層とは断層関係にある。3 部層に分けられ、おもに暗灰色塊状シルト質砂岩〜細砂質シルト岩からなるが、上位に向って粗粒となる傾向がある。下部層 (400 m+) は細砂質シルト岩を主とし、部分的にシルト質細粒砂岩に移化する。層理が不明瞭な部分が多い。中部層 (600 m) はおもにシルト質細粒砂岩よりなり、やや厚い中粒砂岩を 2〜3 枚はさむ。上部層 (130 m+) は灰色中粒砂岩とシルト岩の互層および中粒成層砂岩よりなる。

平山ほか (1956 b) および吉松 (1971) により本層は浦河統上部階 (Santonian)〜ヘトナイ統下部階 (Campanian) に対比されている。

(k) 二川層

調査地域東部に先白亜系にはさまれて分布する (Fig. 5)。先白亜系とは大部分断層で接するが、二川付近から東方では著しい傾斜不整合関係にある。その他に、烏屋城層の南に断層で境されてあらわれ、また松原層の向斜の軸部や御霊層分布域内にも露出がある。

厚い砂岩・頁岩の交互層からなり、わずかに礫岩を伴うほか凝灰岩の薄層をはさむことがある。また下部に多数の石灰岩レンズを含む。一般に graded bedding がよくみられる。

立石から二川付近の二川層 (Fig. 13-3) は、先白亜系を直接、著しい傾斜不整合でおおう薄い基底礫岩層から始まり、次の順に重なる。下部頁岩層 (約 100 m) は主として頁岩からなり、細粒砂岩頁岩互層をはさむ。この部分に石灰岩レンズが多い。下部砂岩層 (約 600 m) は細粒砂岩～シルト岩よりなり、一般に塊状であるが成層する場合もある。中部頁岩層 (約 120-280 m) はおもに頁岩よりなる。上部砂岩層 (約 480 m) は二川南方有田川沿いの向斜の北翼では成層中粒砂岩および砂岩優勢頁岩互層よりなり、酸性凝灰岩を含む。南翼では砂岩と頁岩よりなるが、礫岩がよくはさまれ、岩野河北方では基底に礫岩層が認められる。上部頁岩層は向斜の軸部に分布しており頁岩よりなる。

以上のほか、長谷川付近では二川層が複向斜をなして分布し、頁岩を主とし砂岩頁岩互層をかなり含む。また、吉見付近 (Fig. 2) では御霊層の上位に整合的にのる頁岩層がある。

二川層は、平山ほか (1956 b) および HADA (1967) によれば *Gaudryceras tenuilitum* YABE, *Inoceramus schmidti* MICHAEL, *Didymoceras awajense* YABE, *Pachydiscus* sp. などを産出するといわれ、浦河統上部階 (Santonian)～ヘトナイ統下部階 (Campanian) に対比されるもので、鳥屋城層と同時異相の関係にある。なお、小島ほか (1976) は、有田層北部相が分布する地域内に当たる吉備町奥の県立果樹試験場付近から、*Inoceramus* spp., 小型斧足類、うに、*Gaudryceras* sp., *Polyptychoceras* sp., 異常巻アンモナイト断片などの産出を報告し、この化石内容は二川層に類似するとした。

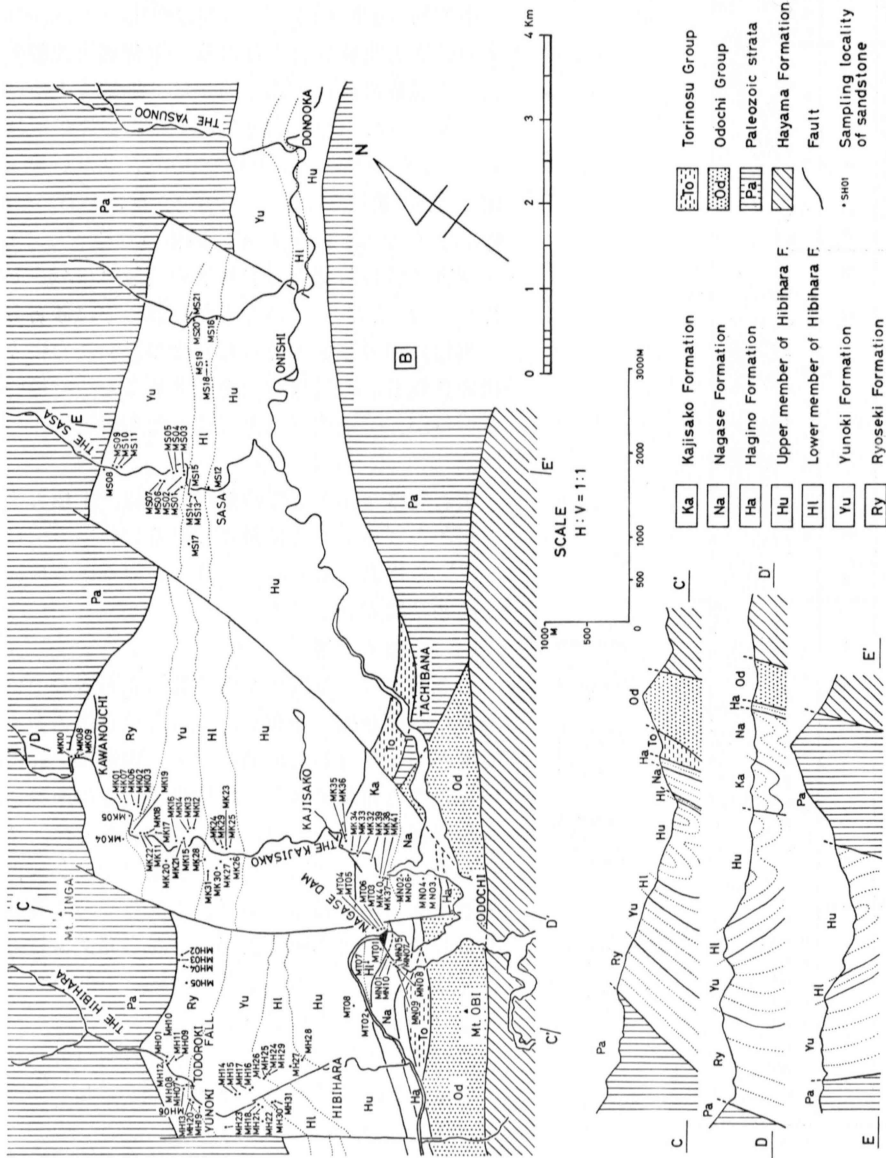
B. 物部川流域

物部川盆地の東部は仏像構造線——東北東—西南西の一般走向をもち北に傾斜する高角度衝上線——によって秩父帯と四万十帯の二つの大きな地帯に区分される。秩父帯自体は、その中を走る2本の構造線——楮佐古川構造線および吹越構造線——によって北・中・南帯に細分できる。

秩父帯北帯には“秩父古生層”と下部白亜紀層が分布する。両者は一部、不整合関係にあるが、多くは御在所山衝上線とよばれる構造線をもって境される。北側を占める秩父系には少なくとも一部で *Yabeina* 帯 (上部二疊紀) の白木谷層群と上部石炭系の勝賀瀬層群が識別できる。南側の下部白亜系は、堆積サイクルをもとにして下位より領石層、柚ノ木層および日比原層に区分される。それらは ENE-WSW の一般走向をもち、北翼が北に傾斜した逆転複向斜構造を形成しているが、領石盆地における“八京湾曲”に似た構造 (KOBAYASHI, 1941) を示すところもある。

秩父帯中帯は下部白亜系の萩野層 (日比原層上部層に相当) と上部白亜系の永瀬層、楮佐古層によって占められる。上部白亜系は複向斜構造を示し、下部白亜系とは断層で接する。

秩父帯南帯には二疊紀虚空蔵山層群、三疊紀—ジュラ紀大柄層群および上部ジュラ紀鳥ノ巣層群が発達する。虚空蔵山層群は結晶質石灰岩、チャートおよび砂岩からなり、*Yabeina* sp. と *Kahlerina* sp. の産出により少なくとも一部は上部二疊系に対比される。大柄層群は石灰岩、チャート、輝緑凝灰岩、砂岩および頁岩よりなる。鳥ノ巣層群は黒色頁岩と“鳥ノ巣型”石灰岩によって特徴づけられる。これらの3層群は互いに断層によって境される。



B: The eastern part of the surveyed area.

Fig. 14 Geological map and sections of the Monobegawa valley, showing the localities of the sandstone specimens.

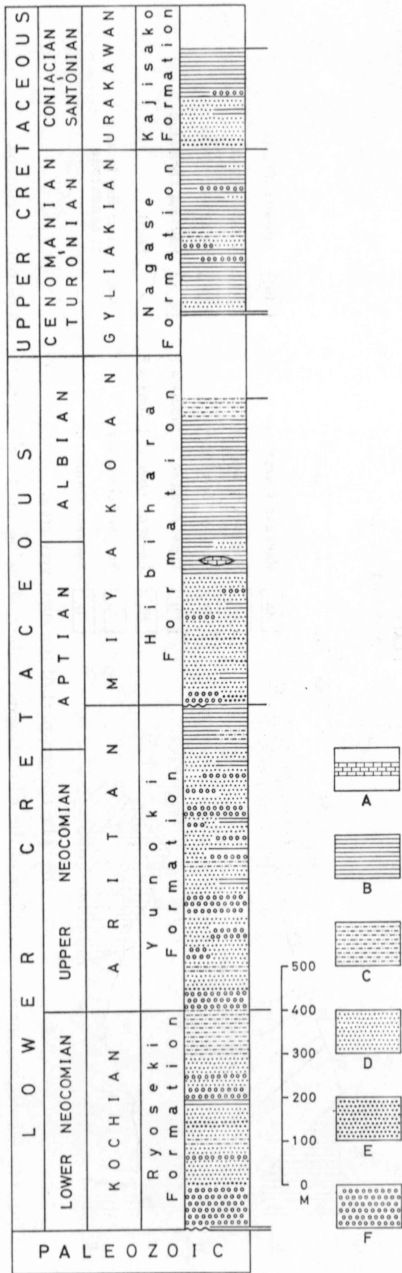


FIG. 15 Generalized stratigraphical columnar section of the Cretaceous strata in the Monobegawa valley.

A: Limestone, B: Shale, C: Silts tone to very fine-grained sandstone,

および炭質頁岩をはさむ粗粒から中粒の砂岩と黒色頁岩よりなるが、よい露出が不足しているため正確な岩相層序は得られない。

上部層(約 200 m)：下部層は淘汰の悪い pebble 大の礫岩と粗粒砂岩よりなる。下部層と比較して礫岩の組成にはほとんど差がない。続く上半部はリズムカルな黒色頁岩と細粒～中粒砂岩の互層からなり、*Protocyprina naumanni* (NEUMAYR), 同定不能の巻貝および *Onichiopsis* sp., *Nilssonina* sp., *Podozamites* sp. などの陸生植物を含む。

調査地域の西部では領石層の全層厚は減少して約 150 m となり、いくらかの薄い中粒砂岩および黒色頁岩のはさみを含む淘汰の悪い礫岩により代表される。礫岩は赤色を呈することで特徴づけられるが、礫組成では上に述べたものと大差はない。

領石層は全体としての層序的位置、生相および岩相から判断して秩父帯におけるいわゆる“領石層群”を代表するもので、日本の標準区分に従えば高知統に対比される。

(2) 柚ノ木層

白亜系がつくる複向斜の北翼に領石層の上位を占めてかなり広く分布し、それと整合関係をもってほとんど平行した配列を示す。地層は一般に逆転し北に急傾斜するが、楮佐古地域では逆転部から垂直部をへて正常位に重なる部分へと徐々に変化しているのが観察される。笹地域では北縁は古生層と断層で接触し、地層は南に急傾斜する。複向斜の南翼では本層の上部のみが永瀬ダム付近に狭く露出し、そのもっとも南の端で上部白亜系永瀬層と断層関係で接する。

代表的な露出は柚ノ木南と楮佐古川 (Fig. 16 の 8 および 13) にみられ、層厚は約 700 m で、上・下に 2 分される。

D: Medium-grained sandstone,
E: Coarse-grained sandstone,
F: Conglomerate.

下半部(約450m)は、黒色頁岩のいくらかの薄いはさみをもつ礫岩と砂岩よりなる。礫岩は淘汰不良で、pebble 大のチャート、流紋岩質岩、輝緑凝灰岩、砂岩、頁岩などの円～亜円礫からなる。一般には灰緑色を呈するが、大屋敷の南では礫岩、礫質砂岩とも傾石層のものと同様に赤色で特徴づけられる。砂岩は塊状で、暗灰緑色、粗～中粒である。

ついで上半部(約250m)は、わずかな薄い礫岩のはさみをもつ中粒～細粒砂岩と黒色頁岩よりなる。MK 13 地点の近くの砂岩から数個体の *Pterotrigonia pocilliformis* (YOKOYAMA) が得られた。その他、次の化石が甲藤ほか(1956)などによって報告されている。*Costocyrena radiostriata* (YABE & NAGAO), *Ostrea* sp., *Nanonavis* (s.s.) sp. aff. *N. yokoyamai* (YABE & NAGAO), *Ptycomya* sp. aff. *P. densicostata* NAGAO.

以上から柚ノ木層の少なくとも一部は浅海相を示すものとみなされ、全体としては秩父帯における白亜紀堆積作用の第2輪廻を代表するもので、“下部物部川層群”に属し、有田統に対比される。

(3) 日比原層と萩野層

白亜紀の第3堆積輪廻は日比原層と萩野層によって代表される。前者は秩父帯の北帯に、後者は中帯に分布する。

a) 日比原層

日比原層は調査地域の中央部に広く発達し、楮佐古地域では非対称的複向斜構造、大屋敷や柚ノ木地域では北に傾斜した同斜的複向斜構造、笹地域では南に傾斜した向斜構造を呈している(Fig. 14)。北翼部では柚ノ木層を整合におおう。一方、南翼部では多くの場合、断層によって先白亜紀層あるいは上部白亜系永瀬層と境されるが、永瀬ダム付近で日比原層が柚ノ木層上に不整合にのる露頭が発見された。模式的露出は日比原川沿いに観察され(Fig. 16の8)、層厚は600m以上で、上・下部層に分けられる。

下部層(100～400m)：基底部は礫岩と粗粒砂岩よりなり、続く主部は塊状暗灰色中粒砂岩で代表され、ときに礫岩、黒色頁岩あるいは炭質頁岩をはさむ。基底部と層間部の礫岩は淘汰不良で、チャート、砂岩、頁岩、輝緑凝灰岩、流紋岩質岩および花崗岩質岩の pebble (まれに cobble) 大の円～亜円礫を含む。MCG 22 の礫岩中に2個体の *Belemnites* sp. が発見された。

上部層(200～500m)：主に単調な黒色頁岩よりなるが、薄い細粒砂岩のはさみや、grading, sole mark および slumping の発達した砂岩頁岩互層を伴う。砂質石灰岩のレンズがこの部層の最下部に観察され、YABE (1927)、藤田(1943)および江口(1944)により *Orbitolina* sp., *Petrophyton* sp. および *Belemnites* sp. の産出が報告されている。この石灰岩は岩質的には biosparite で、多くの化石片に加えて terrigenous grains (石英、長石、チャート片など)と intraclasts を含む。今回は上部層よりアンモナイトと二枚貝の破片のみしか発見できなかったが、いままでに前記石灰岩産のものほかに次のような化石が知られている。*Pterotrigonia hokkaidoana* (YEHARA), *P. pocilliformis* (YOKOYAMA), *Nipponitrigonia kiku-chiana* (YOKOYAMA), *Zamiophyllum* sp., *Cladophlebis* sp.

岩相・化石相から判断すると、日比原層下部層はデルタ性あるいは沿岸性環境、同上部層は浅海性環境下の堆積物とみなされ、層序的位置からしても、全体として“上部物部川層群”に含められ、宮古統に対比される。

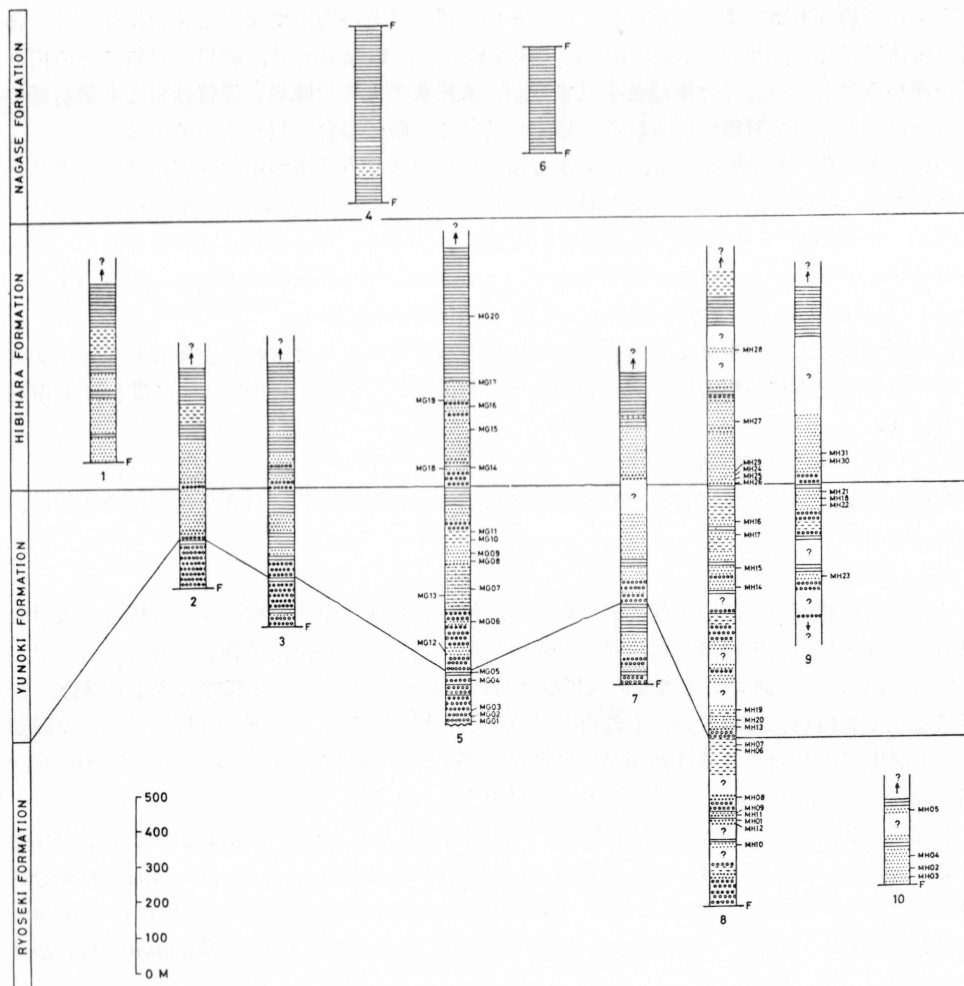


FIG. 16 Stratigraphical columnar section showing the sampling localities of the examined sandstones.

1: South of Frui, 2: South of Yanaigawa, 3: Taniai, 4: Yoshino, 5: South of Oyashiki, 6: Shimoda, 7: Okubo, 8: Yunoki-Hibiara, 9: West of Hibiara, 10: South of Jingasan.

b) 萩野層

萩野層の模式地は調査地域の西 14 km の萩野付近にあるが、地域内では南部に狭く分布し、北は上部白亜系永瀬層と、南はジュラ系鳥ノ巣層群あるいは三疊—ジュラ系大栃層群とそれぞれ断層で接する。北に傾斜し一般走向は ENE-WSW で正常位に重なるものようである。データは必ずしも十分ではないが、主に黒色頁岩よりなり、わずかに細粒～中粒砂岩をはさむ。推定される層厚は 50～100 m で、数個体の *Pterotrigonia pocilliformis* が大栃付近の細粒砂岩から得られた。萩野地域では、甲藤ほか (1956), AMANO (1957), NAKANO (1960) および HAYAMI (1965 a, b, 1966) により多くの海生二枚貝・アンモナイト化石が報告されて

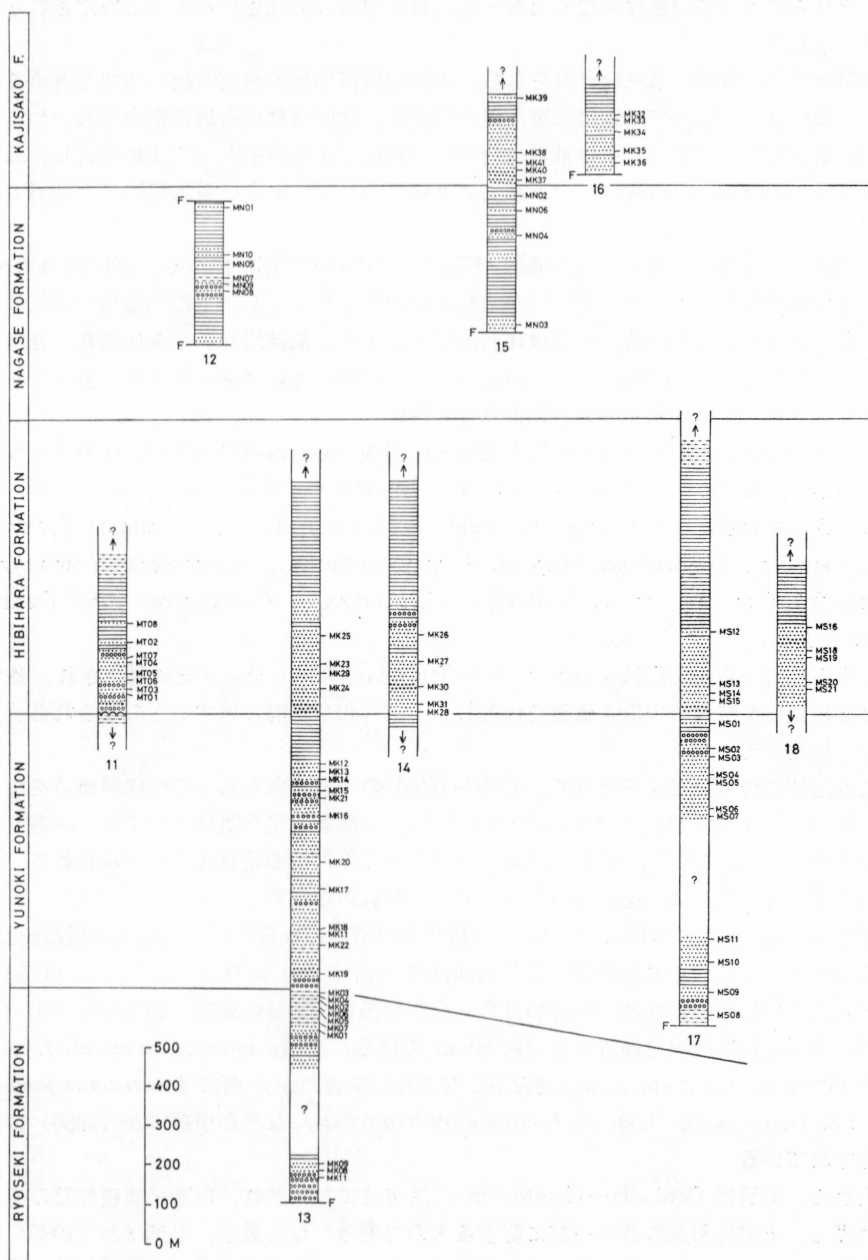


FIG. 16 (Continued).

11: Nagase Dam, 12: South of Nagase Dam, 13: Kajisako River, 14: Western side of Kajisako River, 15: North of Odochi (Southern Wing), 16: Ibid. (Northern Wing), 17: Doiban, 18: North of Onishi.

いる。それらにより萩野層は少なくとも一部、日比原層に対比されるものと推定される。

(4) 永瀬層

永瀬層は ENE-WSW の一般走向をもち、調査地域西半部の南側の狭い地域を占めるにすぎない。大栃付近においては地層は複向斜を形成し、北側は楮佐古層に整合におおわれ、南側は萩野層と断層で接する。その他では約 50° の角度で正常位をもって北に傾斜し、北縁は下部白亜系日比原層と、南縁はジュラ系烏ノ巣層群や三畳—ジュラ系大栃層群と断層で境される。

代表的露出は永瀬ダムの南と大栃北方 (Fig. 16 の12および15) にある。層厚は 400 m 以下で、黒色泥岩あるいはシルト質頁岩からなる単調な岩相を示し、下部に礫岩や粗粒砂岩の薄層を数枚はさむことがある。礫岩は比較的淘汰がよく、流紋岩類、半深成岩類、花崗岩類、チャート、砂岩などの pebble 大の亜円礫を含む。保存の悪いアンモナイトの破片やイノセラムスその他の二枚貝が永瀬ダム付近より得られた。

岩相だけからでは永瀬層は日比原層上部層と区別がむしろ困難であるが、次のような特徴的な化石が MATSUMOTO (1954), 甲藤ほか(1956), OZAKI et al.(1956), NAKANO (1960) によって報告されている。*Acanthotrignonia pustulosa* (NAGAO), *A. sp. cf. A. dilapsa* (YEHARA), *Mantelliceras sp.*, *Anagaudryceras sp. cf. A. sacya* (FORBES), *Acanthoceras rhotomagenese* (DEFRANCE), *Pachydsmoceras denisonianus* (STOLICZKA), *Cymatoceras yabei* OZAKI & KATTO など。

これらの化石から永瀬層は Cenomanian~Turonian のギリヤーク統に対比され、秩父帯における白亜紀堆積作用の第 4 輪廻を代表し、下部外和泉層群に属するものとされる。

(5) 楮佐古層

楮佐古地域に狭く分布するだけで、ENE~WSW の一般走向をもって複向斜構造をなしている。複向斜の南側では地層は北に約 60° 傾斜し、永瀬層と整合関係で接する。一方、北側では傾斜約 40° で南に傾き、楮佐古川構造線によって下部白亜系日比原層と境される。地質断面図で示されるように、複向斜の中央部で小さな背斜が観察される。

良好な露出は大栃北方 (Fig. 16 の15) の楮佐古川沿いにみられる。ここでは層厚約 230 m で、暗灰緑色、粗粒—中粒の塊状および層状砂岩 (約 80 m) よりはじまり、徐々に緑色酸性凝灰岩あるいは凝灰岩質砂岩の薄いはさみを含む黒色、細粒の砂岩 (約 70 m) へ移り、細粒砂岩の薄層をはさむ黒色砂質頁岩 (約 80 m) で終る。今回、*Inoceramus sp. cf. I. uwajimensis* YEHARA, *Ostrea sp.* および同定不能な二枚貝を得たが、別に *Inoceramus japonicus* NAGAO & MATSUMOTO, *I. sp. cf. I. naumannii* YOKOYAMA などが甲藤ほか (1956) によって報告されている。

以上から、本層は Coniacian~Santonian の浦河統に対比され、白亜紀堆積作用の第 5 輪廻を代表し、上部外和泉層群の一部に属するものである。なお最近、甲藤ほか (1980) は、楮佐古層中よりギリヤーク世前期の後半 (Upper Cenomanian) から浦河世後期 (Santonian) を示す化石を発見した。

「追 記」

MIYAMOTO et al. (1974) においては、物部川盆地白亜系分布域の東端部は調査を行わなかった。今回、その付近を調査し（宮本ほか、1979）、Fig. 17 に示すような地質図を得た。

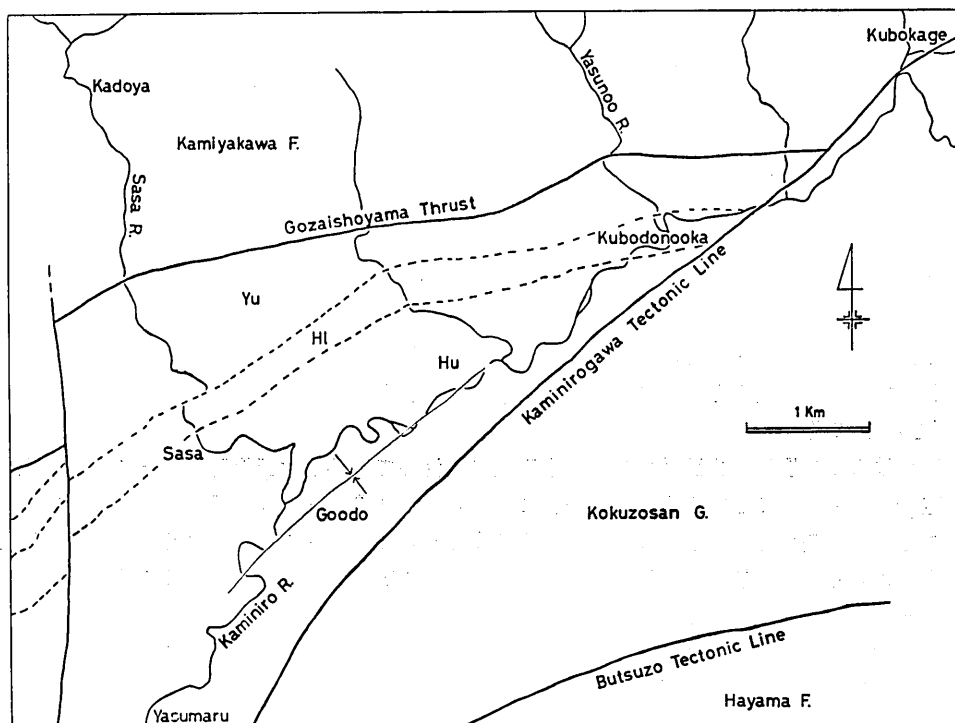


FIG. 17 Geological map of the easternmost part of the Monobegawa valley. Symbols are identical with those of Fig. 14.

この地域の白亜系の北縁は御在所山衝上線をもって先白亜系（上八川累層）と接する。衝上断層面は ENE-WSW の一般走向をもち、北へ40°~50°くらいで傾斜する。破碎帯の規模は数 m~10 数 m オーダーである。白亜系の南限は上韭生川断層（伊熊ほか、1978）によって秩父帯南帯の虚空蔵山層群から画される。断層面の一般走向は NE-SW で、北または南に急斜するか垂直に近く、破碎帯の幅は数 m~10 数 m オーダーである。上記2つの断層は久保沼井付近で一本にあわさり、白亜系はくさび状に尖滅し、上八川累層と虚空蔵山層群が直接接するようになる。また断層の延長にあたる東熊谷付近では黒瀬川構造帯の構成要素である蛇紋岩が露出している。

白亜系としては柚ノ木層と日比原層が分布する。前者は礫岩層と砂岩層が卓越するが、後者は泥岩層と砂岩・泥岩細互層で特徴づけられる。これらの白亜系は NE-SW 方向の褶曲軸をもつ開いた1向斜構造を呈し、その南翼部は上述の上韭生川断層によって断たれてほとんど分布していない。

C. 八 代 地 域

松本ほか(1964)によると、八代地域の秩父帯白亜系は下部白亜系の海浦層、川口層、八竜山層、日奈久層、八代層および上部白亜系の砥用層に区別されている。各層とも、礫岩あるいは砂岩からはじまり、砂岩・頁岩をへて泥岩に至る規則的な堆積輪廻を示す。また、海浦層・川口層をのぞいて、他の地層はおのおの非海成(淡水性~汽水性)から海成への推移を示し、上位の地層ほど基底面下における層序的・構造的間隙が大きくなる傾向がある。これら白亜紀層の砂岩の研究(藤井, 1956)によると、上述の堆積作用と構造運動に符号するような砂岩の特性がみられるという。その後、MATSUMOTO et al. (1968)は八代東方の砥用層の模式地において Uppermost Aptian を示すアンモナイトを記載し、これを宮古統に属するものと修正し、宮地付近のギリヤーク統とされていた部分は宮地層と改称した。一方、小島ほか(1977)は下部白亜系の対比において、宮古統を下位から日奈久層・砥用層・八代層・宮地層としている。

本研究では、まだ調査不十分ではあるが、肥後二見から八代市南西の水無川沿い付近までの白亜系の層序について簡単に述べる。地質図と断面図は Fig. 18 に、模式柱状図は Fig. 19 に示してある(問題の砥用層の柱状図は Fig. 20 を参照)。

(1) 川口層

当地域の川口層は、白亜系分布域の最南端に位置して基盤とは断層関係にあるが、本来は不整合であったものと推定される。基盤には二疊系小崎層、先シルル系(?)八代片麻岩類、蛇紋岩、八代花崗岩類などがみられる。川口層は全域にわたって北側に位置する八竜山層に整合におおわれる。層序的位置、岩相、化石相の点で高知統を代表する“領石層群”に対比される。

層厚は約 400 m+で、アルコーズ質ないし石英質砂岩を含むのが特徴であり、含有化石から淡水-汽水相を示すものとされる。地層は 50-70° で南斜し、逆転している。模式地である川口付近では、下限不明であるが、細粒礫岩に移化するところもある粗粒石英質砂岩、140 m を下位にし、上位、240 m はときに比較的厚い頁岩を伴う砂岩・頁岩のひんぱんな互層からなる。

(2) 八竜山層

川口層最上部の砂岩・砂質頁岩・頁岩互層上に基底礫岩・礫質砂岩・粗粒砂岩(約 50 m)をもって重なり、その間の岩相変化は比較的急激である。全層厚は約 350 m で、下部、150 m は礫岩・砂岩にとみ、上部、200 m は頁岩・シルト岩からなる。層序的位置、岩相、産出アンモナイトから有田統の下部物部川層群に対比される。

(3) 日奈久層

南に倒れた同斜褶曲(一部に断層を伴う)を形成し、南翼は逆転している。八竜山層上に不整合で重なり、基底礫岩層はかなり連続的に追跡できる。全層厚は 800 m で、模式地である日奈久付近では下位より基底礫岩層(約 20 m)、砂岩勝ち互層(約 100 m)、頁岩層(約 240 m、薄いシルト質砂岩をはさむ)、細粒砂岩層(約 200 m)、頁岩層(約 100 m 以上、ただし上限不明)の順に重なる。産出貝化石・アンモナイト化石と層序的位置から、宮古統下部、Upper Aptian に対比される。

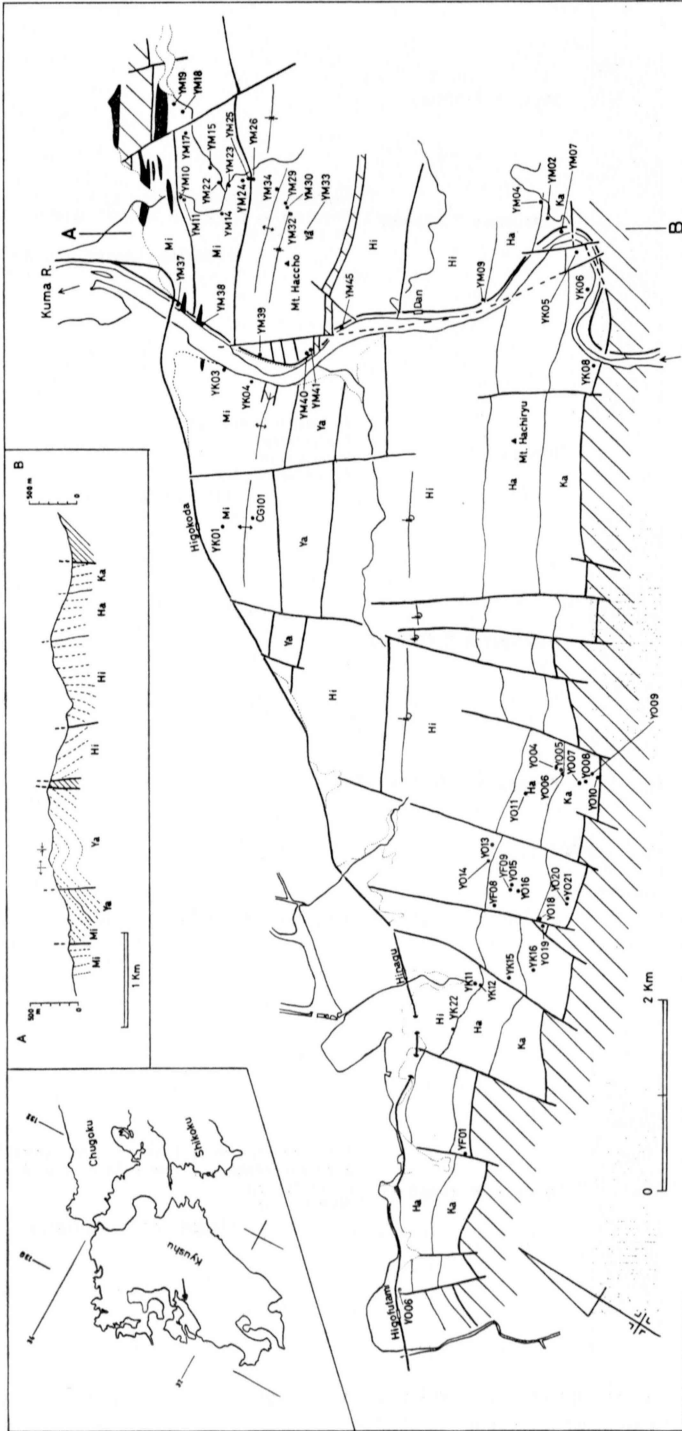


FIG. 18 Geological map and section of the Yatsumuro area, showing the localities of the sandstone-conglomerate specimens.

Ka: Kawaguchi Formation, Ha: Hachiryuzan F., Hi: Hinagu F., Ya: Yatsushiro F., Mi: Miyaji F. .

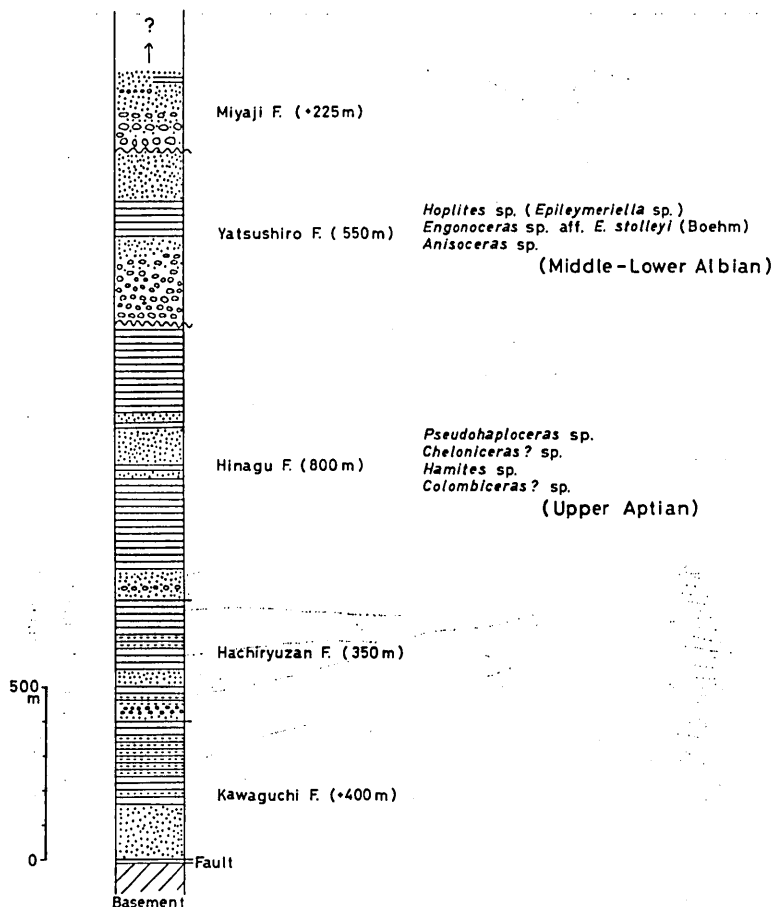


FIG. 19 Generalized stratigraphical columnar section of the Cretaceous strata in the Yatsushiro area.

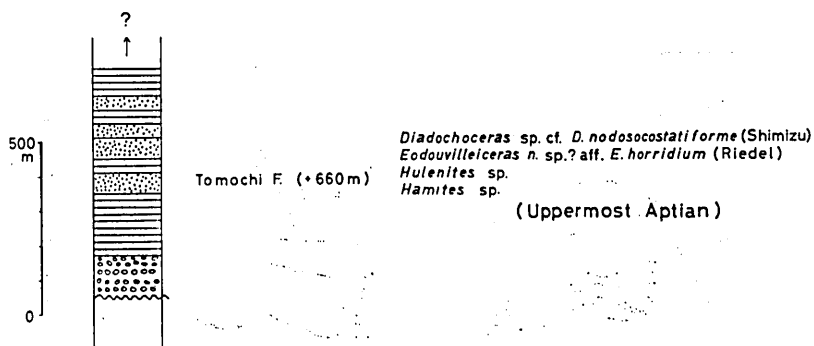


FIG. 20 Generalized stratigraphical columnar section of the Tomochi Formation in the Tomochi area (by Matsumoto et al., 1968).

(4) 八代層

八代地域は、中央部にあらわれる先白亜系（蛇紋岩ほか）およびその西方延長部にあたる断層により北側の宮地帯と南側の日奈久帯に区分され（松本ほか，1964），八代層は広くは両帯に分布するが，当調査地域内では日奈久帯にはあらわれず，東方にはずれたところで日奈久層上に傾斜不整合でのっているといわれる。宮地帯では日奈久層と上記の断層で接し，上位の宮地層とは著しい傾斜不整合あるいは断層関係にある。宮地帯の八代層にはその下半部は代表されていないものと思われる。ゆるやかな背斜と向斜を伴いながら10~20°の緩傾斜で北側に傾く。当調査地域では砂岩を主としうすい礫岩，頁岩をはさむ八代層上部層が分布する。産出するアンモナイトは Lower-Middle Albian を示す。

(5) 宮地層

南側に分布する八代層に対しては大部分，断層で接するが，一部にこれを著しい傾斜不整合でおおうところがある。下部層（約100 m）は無層理の巨大礫岩で特徴づけられ，礫には直径30~50 cm に達するものまで含まれる。中部層（約100 m）は塊状粗一中粒砂岩で代表され，礫岩，砂岩頁岩互層をはさむ。上部層（約20~30 m 以上）は砂岩・頁岩互層からなる。本層からは時代を指示する化石は産出していないが，Upper Albian あるいはそれより上位の地層と思われる。

III. 秩父帯白亜系の基盤の構造特性と堆積盆の形態

秩父帯の白亜系は南に分布する四万十帯白亜系の縁辺部相にあたりと考えられるが，その堆積がどのような造構環境のもとではじまったのかを，基盤の構造特性と堆積盆の形態特性，さらには白亜紀における海進の特徴との関連において掌握し，その上で堆積物の諸特性を解明することは，白亜紀における堆積史をひもとく上で有意義と思われる。

秩父帯白亜系には，すでに述べたように数回の堆積輪廻が認められ，これに対応する層序区分がなされているが，大局的にみると次のようなことがいえる。すなわち，上部ジュラ系の“鳥ノ巣層群”を堆積させた公海性浅海域は，白亜紀になると海退ないし基盤の上昇によって消滅し，下部白亜紀には高知統，有田統および宮古統下部で代表されるように，礫岩など粗粒碎屑岩の多い主として汽水性~デルタ性，一部，海域の進入による浅海性の堆積物が形成された。ついで宮古世後期以降，上部白亜紀になると大海進期（松本，1967）になり，公海性細粒浅海堆積物が再び卓越する。このような白亜紀における海進はどのような性格をもっているのかを考察してみたい。

徳島県勝浦川盆地において，中居（1968）と小川（1971）は，下部白亜紀には海進が徐々に北へ進んで堆積域が北方へ拡大あるいは移動し，上部白亜紀ギリヤーク世（櫛淵層堆積時）になると東方への堆積盆の移動が，さらに浦河世になるとより東への移動があったとした。この上部白亜紀における堆積盆の東方への移動は，和歌山県有田川流域でも容易に指摘できる。すなわち上部白亜系は下部白亜系分布域の東側に広く露出し，その中でも最上位の二川層（浦河世後期~ヘトナイ世前期）は，もっとも東側を占めて，直接，基盤を著しい傾斜不整合でおおっている（平山ほか，1956 a, b; SAKA, 1968）。さらに寺岡（1970）によると，東九州の臼杵地域においては，秩父帯白亜系の堆積盆とその向斜構造が雁行配列をなし，

時代の経過とともに北東へ移動することが述べられている。以上から、秩父帯白亜系の堆積盆は東関東から西九州までひとつづきのものではなく断続的であり、各堆積盆ごとに白亜紀を通じて堆積域の移動があったことが推定される。これらのこととの関連において問題になるのが白亜系堆積時における基盤の構造である。

白亜系の基盤である秩父系の層序的下位に位置すると考えられる三波川結晶片岩層中には、三波川帯の延長方向に低角度で斜交し雁行状に配列する背斜軸がみられる（原ほか，1977，第21図参照）。原ほか（1974 a, b）および原ほか（1977）によると、この褶曲軸はフォッサマグナより西方では中央構造線ならびにそれに並走する三波川帯の延長方向に時計回りに低角度で斜交する（left hand）が、東方では反時計回りに低角度で斜交する（right hand）という。この褶曲群は肱川時相の褶曲群と呼ばれ、中央構造線発生時に、フォッサマグナを中心とする南方からの不均質押し応力場があって形成されたものとされている（原ほか，1977，第22図参照）。

秩父帯の白亜系には、高知県領石盆地の八京湾曲（小林ほか，1936）で代表されるような同系堆積時に発生していたと思われる湾入が各地にみられる。八京湾曲部の地質図を Fig. 21 に示したが、物部川流域では大屋敷，柚ノ木，川ノ内付近などに同種のものがあり（Fig. 14），また勝浦川盆地については中居（1968）による報告もある。和歌山県湯浅地域でも湯浅北方で観察された（Fig. 2）。これらの湾入は雁行配列を示し left hand である。一方，INOUE

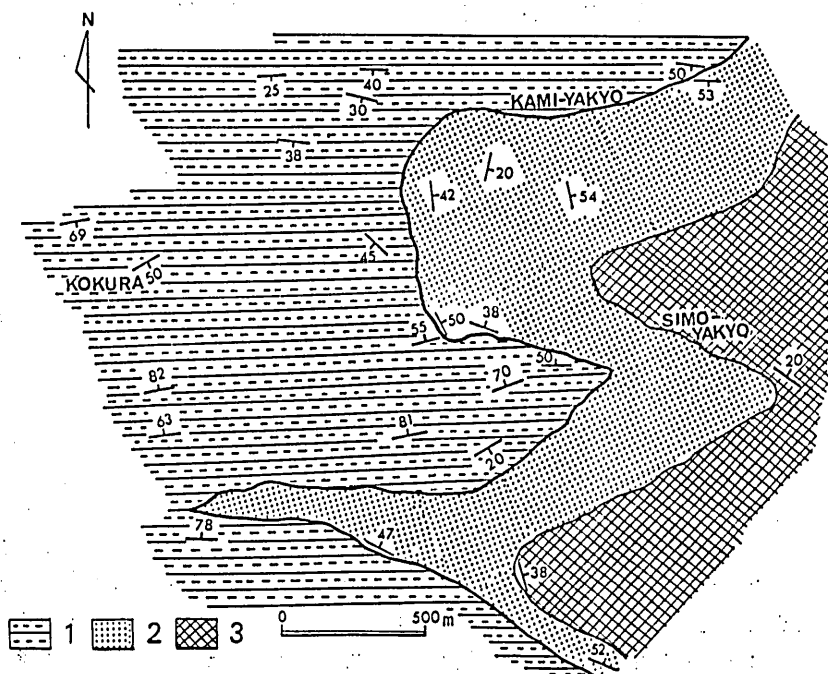


Fig. 21 Geological map of the Yakyo area, Ryoseki basin (by IKUMA, 1980).

1: Pre-Cretaceous, 2: Ryoseki Formation, 3: Yunoki F..

(1974) は山中地溝帯において、武井 (1963)、武井ほか (1977)、松川 (1977) などの研究とはかなり異なった白亜系の分布を示し、その中で right hand の湾入構造の存在を認めるとともに、白亜系は時代とともに堆積域を北西へ移動させたとした。つまり、フォッサマグナより西では白亜系堆積時に東へ広がる湾入があって、各堆積盆で堆積域はほぼ北東へ拡大あるいは移動しており、フォッサマグナより東では西へ広がる湾入と北西への堆積域の拡大ないし移動があるということである。これは結局、秩父帯における白亜系堆積時には南に公海をもち大局的には北へ向かっての海進があったが基盤の構造特性を反映し、フォッサマグナを境にして西では北東へ、東では北西への方向を各堆積盆がとったということであろう。このように白亜系堆積時の基盤の構造と白亜紀における海進とは興味ある関係があり、それは三波川帯—秩父帯の肱川時相の造構造運動と調和する運動像を示す。肱川時相の造構造運動とそれより前の造構造運動との間における性格の相異を考えれば (原ほか, 1977)、秩父帯における白亜系堆積盆の発生は肱川時相の造構造運動のはじまりと密接に関係しているようにみえる。このような造構造運動の進行する中での海進により、上部白亜紀には Flysch 堆積物の発達が目著になる。それは、例えば湯浅—有田川流域における松原層・御霊層・二川層、あるいは山中地溝帯における三山層中の grading や sole marks などがよく発達する砂岩頁岩互層 (タービダイト相) によって示される。

IV. 粗粒堆積物の記載

秩父帯白亜系中の粗粒碎屑物の堆積岩石学的特徴を明らかにするために、砂岩の粒度分布および主成分鉱物組成と、礫岩中の礫の粒度分布、形態および組成などについて検討した。砂岩試料の採集は、必要に応じて各層の地域的・層序的分布範囲を効果的にカバーできるように、また新鮮なものを選ぶように心がけた。分析方法は以下のとおりである。

砂岩の粒度分布は、1つの薄片につき250—300個の石英の最大径を測定し、FOLK et al. (1957) の式に従って中央粒径、平均粒径、分級度、歪度および尖度の各係数を算出した。主成分鉱物組成は、ポイント・カウンターによって約1000点をカウントし、石英粒 (必要に応じて波動消光するものとししないものに区分)、長石粒 (正長石と斜長石に区分)、岩片 (おおまかな岩種に区分) および基質の占める割合を算出した。

礫岩の場合は、固結度が弱いものについては礫を1つずつ取りだして、長軸 (A)、中軸 (B) および短軸 (C) の長さを測定し、B/A 比と C/B 比を算出した。粒径は長軸の長さで代表させた。形態のうち球形度は ZINGG (1935) の分類の方法を用いて縦軸に B/A 比、横軸に C/B 比を取ってプロットし、円磨度は POWERS (1953) の roundness grade を用いて分類した。組成はほとんどの礫について薄片を作製して鑑定した。固結している礫岩は大型薄片 (40 mm × 60 mm) および小型薄片 (25 mm × 35 mm) を作製し、切片における礫の最大径を測定して粒径とし、含まれる礫の岩石種を鑑定した。

以下、3調査地域における砂岩および礫岩の分析結果を記述する。

A. 湯浅—有田川流域

1. 砂岩

和歌山県有田郡湯浅町付近と有田川流域の金屋から二川までに分布する秩父帯白亜系の11の累層から200個の砂岩を採集し、粒度分析を133個、主成分鉱物組成分析を171個行った。分析個数が少ない地層や粒度分析を行っていない地層もあってやや不十分ではあるが、以下、下位層から順に記載していく。

(a) 湯浅層

湯浅層は分布が狭く、取り扱った6個の試料はすべて天皇山付近の中—粗粒砂岩であり、

TABLE 2 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE YUASA, KITADANI AND ARIDA FORMATIONS

	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)	
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Sc	Vo	P	M	T		
Yuasa F.	AY01	34.2	3.3	25.4	28.7	6.3	0.5	5.9	5.6	1.9	0.0	20.2	16.9
	AY02	37.3	5.4	23.1	28.5	8.5	0.5	3.2	4.9	0.7	0.0	17.7	16.5
	AY03	31.1	3.8	12.5	16.3	3.7	0.2	2.3	23.6	1.0	0.0	30.7	22.0
	AY04	21.7	1.4	3.5	4.9	22.7	0.0	4.4	33.1	0.3	0.0	60.5	12.9
	AY05	20.8	2.0	16.9	18.9	11.6	0.7	4.0	12.2	0.1	0.0	28.7	31.6
	AY06	26.7	0.9	8.5	9.3	12.4	0.1	6.2	18.4	0.5	0.0	37.5	26.4
Kitadani F.	AD01	29.3	3.9	30.1	34.0	4.5	1.6	1.2	6.2	1.9	0.0	15.4	21.3
	AD02	44.7	1.4	16.8	18.3	9.9	0.0	0.1	5.6	0.3	0.0	15.9	21.2
	AD03	26.3	3.7	30.3	33.9	2.4	2.0	2.1	7.0	2.1	0.0	15.7	24.0
Arida F.	AR01	18.8	0.7	5.7	6.3	17.9	2.1	7.0	16.2	0.7	0.1	43.9	31.0
	AR02	17.6	0.6	4.5	5.1	26.1	0.1	7.4	23.4	0.3	0.8	58.0	19.3
	AR03	19.2	1.0	7.0	8.0	18.2	0.9	7.3	14.9	0.3	0.0	41.6	31.3
	AR04	23.0	1.0	7.8	8.8	18.2	0.9	3.5	15.6	0.1	0.0	38.2	30.1
	AR05	23.6	2.8	16.3	19.1	13.1	0.5	1.4	12.8	0.3	0.0	28.1	29.2
	AR06	17.1	1.3	15.6	16.9	7.7	1.8	5.0	16.0	0.5	0.1	31.1	34.9
	AR07	26.2	5.8	16.7	22.5	6.5	1.3	4.3	13.5	2.3	0.4	28.4	23.0
	AR08	22.5	6.1	24.7	30.8	5.2	0.9	1.0	19.8	1.3	0.0	28.1	18.7
	AR09	24.1	2.6	20.0	22.6	1.6	1.1	3.1	25.1	1.3	0.0	32.1	21.2
	AR10	34.4	3.0	14.6	17.6	7.5	1.3	2.0	20.1	2.3	1.3	34.6	13.4
	AR11	28.4	2.0	17.7	19.7	13.7	3.2	1.2	13.2	0.3	0.1	31.4	20.4
	AR12	16.1	1.3	22.7	23.9	2.5	1.5	3.0	18.1	0.8	0.0	25.9	34.1
	AR13	16.2	2.6	23.8	26.3	1.3	1.4	3.7	22.2	1.1	0.0	29.6	27.9
	AR14	22.0	1.7	21.1	22.8	3.9	7.6	1.6	18.8	0.8	0.7	33.5	21.7
	AR15	28.7	3.0	18.8	21.7	10.4	3.8	2.0	11.7	0.9	0.2	28.9	20.7
	AR16	21.0	3.5	12.7	16.1	3.4	1.2	1.2	31.9	0.7	0.5	38.7	24.1
	AR17	41.7	6.8	13.0	19.8	13.5	0.2	0.8	4.8	0.6	0.0	19.8	18.7
	AR18	35.3	2.3	9.6	11.9	23.0	0.0	0.7	15.8	0.6	0.0	40.0	12.8
	AR19	30.8	6.3	20.6	26.8	4.5	1.4	2.1	13.3	2.5	0.0	23.8	18.6
	AR20	35.1	2.6	18.9	21.5	3.1	0.4	0.8	12.3	0.8	0.1	17.4	26.0
	AR21	22.9	2.3	24.5	26.8	3.1	1.2	6.2	12.3	0.2	0.1	23.0	27.3
	AR22	29.1	5.5	29.3	34.8	2.2	0.3	0.2	17.5	2.1	0.1	22.4	13.7
	AR23	29.0	4.7	31.1	35.8	0.8	2.6	1.7	11.9	0.5	0.0	17.5	17.7
	AR24	26.4	4.5	24.6	29.1	2.3	1.5	2.3	13.9	1.3	0.0	21.3	23.1

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Sc: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

主成分鉱物組成分析しか行っていない。その結果を Table 2 に示す。また、石英—長石—岩片(Q-F-R) および石英—斜長石—カリ長石 (Q-P-K) をそれぞれ3端成分にとった三角ダイアグラムを Fig. 22 に描く。岡田 (1971) の分類に従うと、1個 (AY04) をのぞいて基質量が15%以上のワッケに属し、石質ワッケ3個、長石質ワッケ2個および石質アレナイト1個となる。主成分鉱物含有量は変化に富み、基盤や堆積盆の変動の激しい時期の堆積物であることを示唆している。

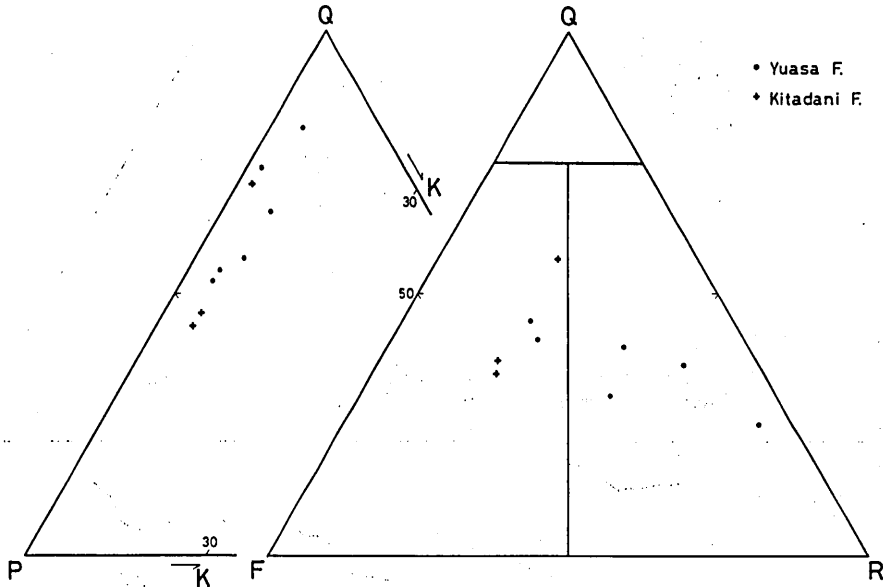


FIG. 22 Compositional diagram of sandstones from the Yuasa and Kitadani Formations.

Q: quartz, P: plagioclase, K: orthoclase, F: feldspar, R: rock fragments.

(b) 北谷層

湯浅層の南部相である北谷層からは3個の中粒砂岩の主成分鉱物組成分析を行ったにすぎない。分析結果は Table 2 と Fig. 22 に示す。湯浅層砂岩よりかなり岩片量が少なく、より遠くに運搬されて堆積したものと思われ、ともに北方に供給源が求められるであろう。

(c) 有田層

岩相から区分した北部相と南部相に地域を分けて取り扱った。両相間で、野外で認められる巨視的岩相の相違に対応して砂岩の主成分鉱物含有量もかなり異なっていることがわかる(粒度についてはとくに詳しい分析は行わなかったが大差ないと思われる)。個々の砂岩の主成分鉱物含有量を Table 2 に示した。このうち、AR01-16 は北部相の、AR17-24 は南部相の各砂岩である。三角ダイアグラムは Fig. 23 に描かれている。南部相の砂岩は岩片量がかかなり少なく石英量が多い傾向があり、本層においても、下位の湯浅層と北谷層との関係と同様に北方に供給源があり、南方ほど遠く運搬されたものと思われる。なお Q-P-K 図では南北両相間に差は認められない。

(d) 西広層

天皇山—西広付近から23個、一本松—柳瀬付近から11個(採集地点の地理的位置および層

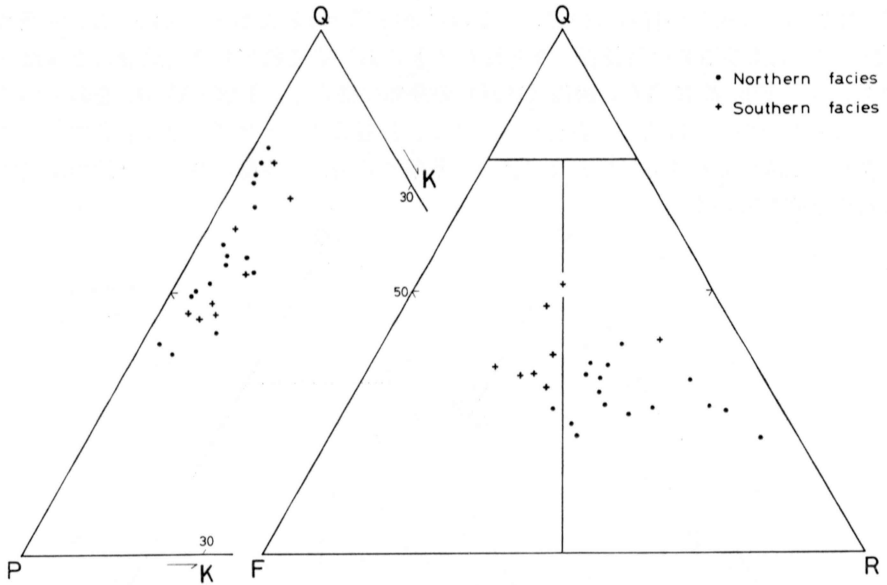


FIG. 23 Compositional diagram of sandstones from the Arida Formation. Symbols are identical with those of Fig. 22.

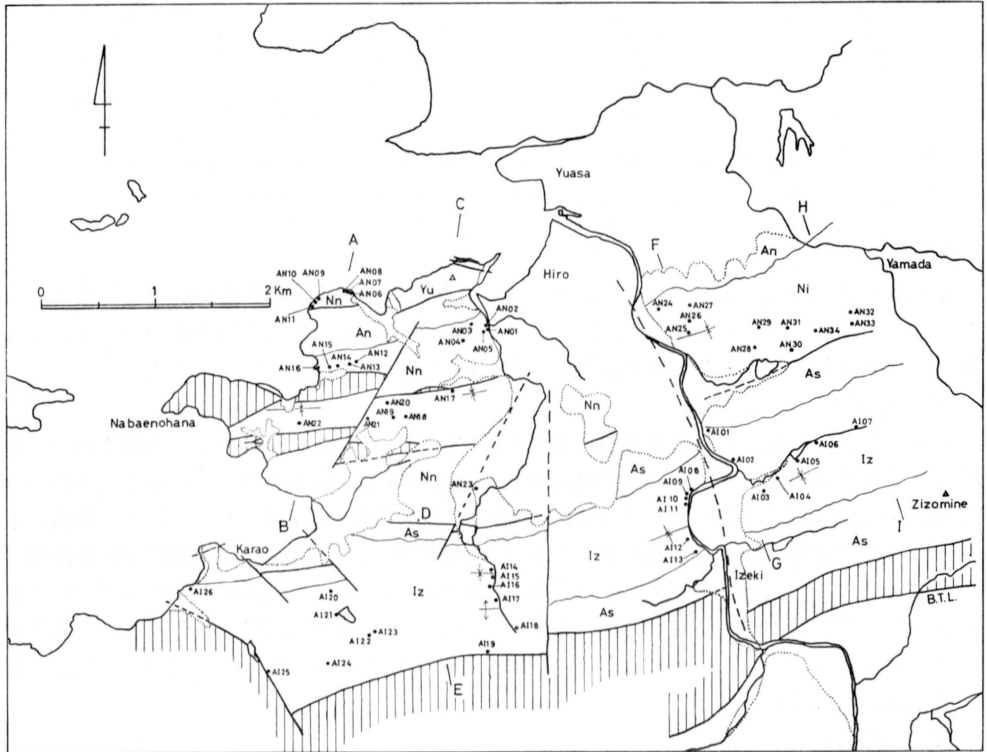


FIG. 24 Sampling localities of the examined sandstones of the Nishihiro and Izeki Formations.

TABLE 3 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS AND SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE NISHIHIRO FORMATION

Sample No.	Major Mineral Components (in %)						Size Parameters (in phi)			
	Q1	Q2	Or	Pl	Rf	Mt	Me	So	Sk	Ku
AN01	13.1	75.1	2.8	0.6	1.8	6.7	1.73	1.00	0.07	0.98
AN02	30.6	52.7	0.9	0.4	1.9	13.4	1.36	0.81	0.16	1.10
AN03	34.2	28.2	14.9	5.0	13.4	4.3	1.03	0.57	0.21	1.25
AN04	26.8	53.0	6.3	1.2	1.7	10.9	1.45	0.88	0.06	0.93
AN05	34.0	43.7	9.0	0.8	1.9	10.6	1.27	0.88	0.11	1.14
AN06	17.7	59.4	10.4	3.2	3.1	6.2	0.80	0.66	0.11	1.15
AN07	29.1	27.3	20.9	13.9	2.1	6.7	2.30	0.54	0.21	1.02
AN08	33.0	43.5	14.2	4.0	1.6	3.6	1.07	0.49	0.05	1.33
AN09	27.1	52.0	11.1	2.9	0.3	6.7	1.07	0.62	-0.02	1.02
AN10	33.4	43.4	11.1	3.9	1.3	7.0	1.13	0.71	0.17	0.98
AN11	50.0	24.4	12.1	5.0	1.5	7.0	1.25	0.58	-0.08	1.28
AN12	25.1	48.8	0.2	20.1	0.5	5.4	0.85	0.94	-0.09	0.96
AN13	44.6	34.4	5.5	9.2	1.4	4.8	1.12	0.72	0.18	1.19
AN14	45.8	27.0	2.3	17.7	2.9	4.3	1.62	0.57	0.20	1.03
AN15	50.4	28.5	5.8	7.9	2.9	4.5	1.38	0.51	0.13	1.20
AN16	10.8	83.4	1.7	0.5	0.5	3.1	1.27	0.93	0.20	1.06
AN17	38.3	16.1	20.8	8.1	3.1	13.6	2.32	0.49	-0.01	1.16
AN18	46.5	17.6	15.1	4.7	6.7	9.5	1.27	0.78	0.05	1.04
AN19	41.4	25.7	16.1	6.2	1.8	8.8	2.00	0.54	-0.02	1.13
AN20	21.2	41.2	12.3	6.3	12.3	6.7	1.04	0.81	0.00	0.88
AN21	35.9	28.0	10.2	8.6	10.4	6.9	1.39	0.66	0.00	0.88
AN22	43.8	21.1	19.0	4.8	2.1	9.2	1.90	0.52	0.00	0.94
AN23	47.7	40.9	1.3	1.1	5.4	3.6	1.33	0.65	0.24	1.09
AN24	11.1	25.5	25.3	14.3	9.2	14.6	2.51	0.44	0.15	1.01
AN25	13.8	17.5	22.2	9.2	24.7	12.6	2.95	0.53	0.00	1.24
AN26	15.6	14.4	26.2	11.3	14.1	18.4	2.74	0.51	0.13	0.95
AN27	21.5	11.2	21.7	8.2	13.5	23.9	2.60	0.50	0.11	1.07
AN28	22.1	16.7	13.2	22.4	11.0	14.7	2.22	0.44	0.01	1.13
AN29	22.6	27.0	13.9	5.4	19.1	12.0	2.46	0.48	0.16	1.08
AN30	28.3	20.9	21.7	10.7	4.0	14.4	2.69	0.47	-0.05	0.85
AN31	12.4	43.2	10.5	8.4	14.9	10.7	1.45	0.54	0.23	0.93
AN32	12.1	47.4	9.6	10.5	12.0	8.4	1.20	0.75	0.11	0.95
AN33	26.0	33.4	22.1	9.4	3.3	5.8	1.98	0.55	-0.01	1.07
AN34	17.7	26.1	13.5	15.0	18.4	9.3	1.80	0.50	-0.15	1.07

Q1: non-undulose quartz, Q2: undulose quartz, Rf: rock fragments, Mt: matrix, Me: mean size, So: sorting index, Sk: skewness, Ku: kurtosis. Other denotations are identical with those of Table 2.

序的位置はそれぞれ Fig. 24 と Figs. 9-10 に示してある) の砂岩試料を採集して、粒度分析と主成分鉱物組成分析を行った。その結果を Table 3 に示し、Q-F-R 図と Q-P-K 図を Figs. 25-26 に描いた。なお、参考のために高知県中央部の介石山層(高知世)の砂岩が4個、図にあげている。これらから、西広層の砂岩は、組成の上で下位の湯浅層・北谷層・有田層のものとかかなり異なっていることがわかる。また、西広地域と一本松地域との間にも若干の差が認められる。

岡田(1971)の提唱した分類基準に従うと、当地域の西広層砂岩は、AN26, 27の2個を

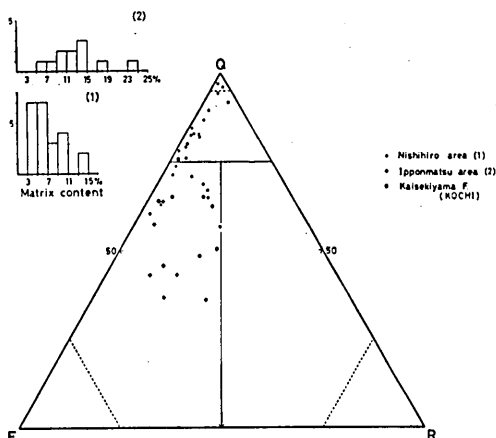


Fig. 25 Q-F-R diagram by Okada (1971) and frequency of matrix content for the sandstones of the Nishihiro Formation.

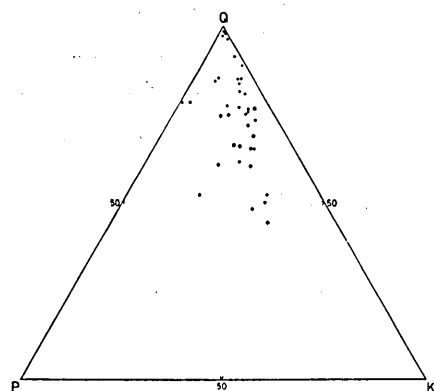


Fig. 26 Q-P-K diagram for the sandstones of the Nishihiro Formation.

のぞき、ほとんどすべてが基質量15%以下のアレナイトに属する。すなわち、西広付近のものは、石英アレナイト2個、石英質アレナイト13個および長石質アレナイト8個となり、一本松付近のものは長石質アレナイト9個、長石質ワッケ2個となる。西広付近の石英質砂岩については宮本(1976b)がすでに報告した。一本松付近のものは西広付近のものに比較して石英量が少なく、長石、岩片、基質量が多い。Q-P-K図からは長石のうちでもカリ長石が多いことがわかる。

石英には波動消光するものが多く、その粒子の中に黒雲母、ジルコン、電気石などを含む

TABLE 4 COMPARISON WITH MAJOR MINERAL CONTENT AND SIZE PARAMETERS OF SANDSTONES FROM THE NISHIHIRO FORMATION BETWEEN THE NISHIHIRO AND IPPONMATSU AREAS

	Nishihiro area		Ipponmatsu area	
	Av.	Sd.	Av.	Sd.
Quartz	73.7%	10.3	44.3%	11.1
non-undulose	33.9	11.5	18.5	6.0
undulose	39.8	17.5	25.9	11.6
Feldspar	15.7	8.5	29.5	7.3
orthoclase	9.7	6.5	18.2	6.1
plagioclase	5.9	5.3	11.4	4.6
Rock fragments	3.5	3.7	13.1	6.4
chert	0.5	1.3	0.9	1.3
others	3.0	2.7	12.3	6.4
Matrix	7.1	3.0	13.2	5.0
Mean size	1.39 phi	0.42	2.24 phi	0.56
Sorting	0.69	0.16	0.52	0.08
Skewness	0.08	0.10	0.06	0.11
Kurtosis	1.08	0.12	1.03	0.11
No. of samples	23		11	

Av: Average, Sd: Standard deviation

ことがある。長石についていえば、一般にカリ長石にとみ、その中のあるものでは微斜長石がきわめて多い。まれに斜長石にとむ場合があるが、それらは概してソーシュライト化を受けている。岩片には緑色酸性凝灰岩、チャート、砂岩、頁岩および花崗岩質岩などがみられた。ときに岩片量が10%を越す場合があるが(AN20など)、それは緑色酸性凝灰岩の含有率が高くなるためであり、この酸性凝灰岩は黒瀬川構造帯を構成するシルル系の凝灰岩によく似ている。基質は粘土分からなるがまれに粒子の周囲を取り囲んで絹雲母の生成が認められる。

西広地域と一本松地域の比較のために、主成分鉱物含有量と粒度係数の両地域における各平均値と標準偏差を Table 4 に、粒度係数の頻度分布を Fig. 27 に示した。頻度分布を見ると、平均粒径については西広地域で中粒のものが多く、一本松地域では細粒のものが多く、分級度においては前者の方が後者より淘汰度が悪くなっている。歪度、尖度についてはほとんど差がない。

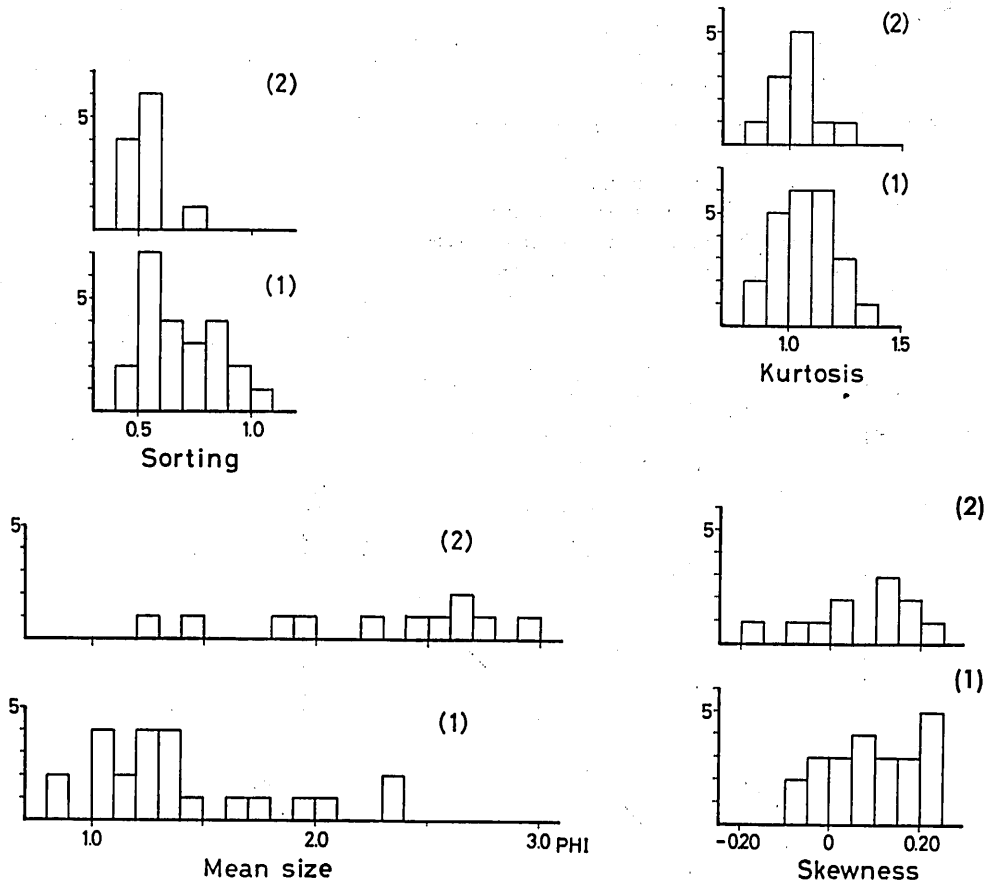


FIG. 27 Frequency distribution of size parameters of sandstones in the Nishihiro Formation.

(1): Nishihiro area

(2): Ipponmatsu area.

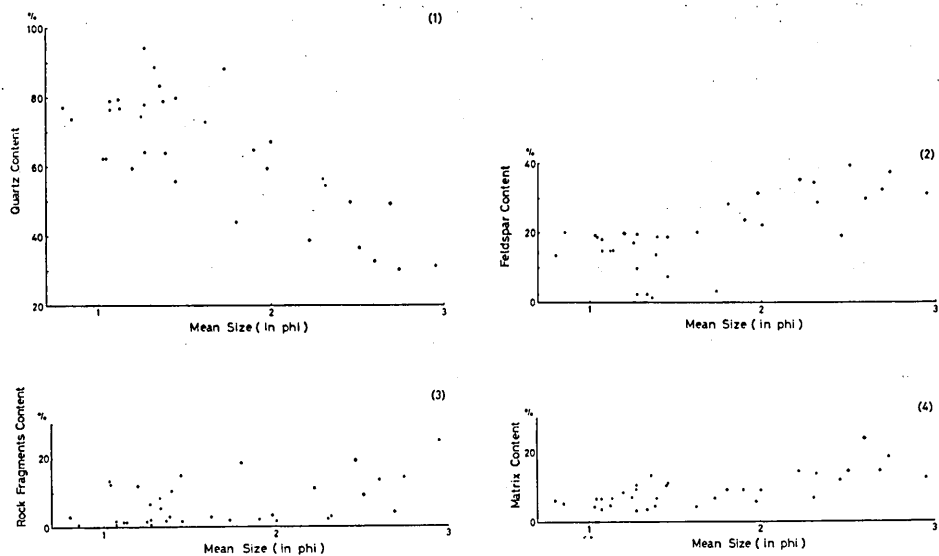


FIG. 28 Scatter diagram of major mineral content versus mean-size of sandstones from the Nishihiro Formation.

- (1): quartz content versus mean-size
- (2): feldspar content versus mean-size
- (3): rock fragments content versus mean-size
- (4): matrix content versus mean-size.

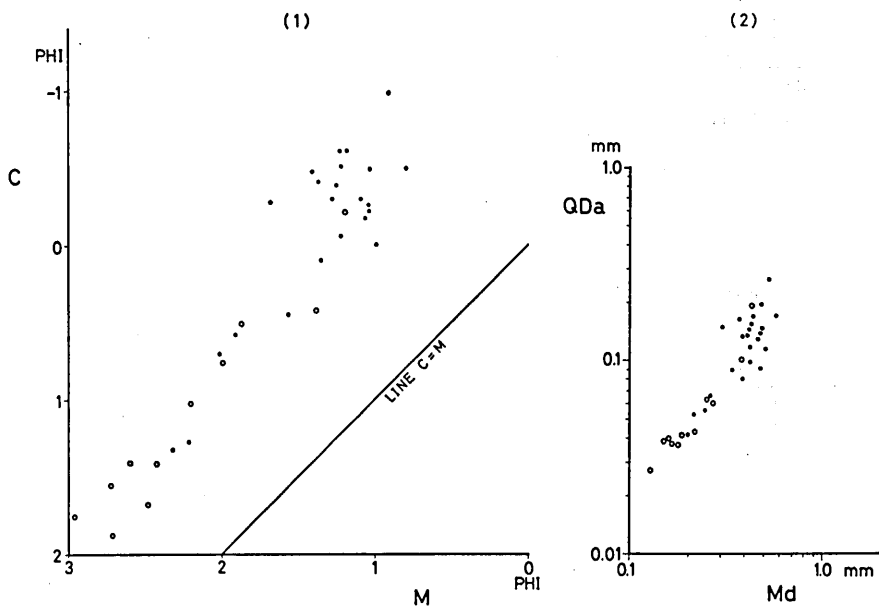


FIG. 29 CM diagram (1) and QDa-Md diagram (2) of the Nishihiro Formation.

西広層砂岩の平均粒径に対する主成分鉱物含有量の関係を Fig. 28 に示した。これで見ると、細粒になるほど石英量は減少し、長石、岩片および基質量は増加する傾向がある。

次に PASSEGA (1957, 1964) が提唱した CM ダイアグラムについて検討した (Fig. 29(1))。これは、粒度分析から得られた累積曲線における 1% に対応する粒径 C (最大粒径の近似) と 50% に対応する粒径 M (中央粒径) をそれぞれ縦軸と横軸にとって各標本についての値をプロットし、そのパターンから粒子がどのような運動様式により運搬されどのような環境のもとに堆積したかを判別推定しようとするものである。西広層のものは、PASSEGA et al. (1969) が示した Mississippi River deposits のパターンによく似ており、河成あるいはデルタ成の堆積物であろうことが示唆される。

さらに、BULLER et al. (1972) の提案による QDa-Md ダイアグラムによる検討を加えた (Fig. 29(2))。これは、両対数紙上の縦軸と横軸のそれぞれに mm 単位で quartile deviation (QDa) と median diameter (Md) をとって数値をプロットし、そのパターン (位置や傾斜など) から堆積環境を推定しようとするものである。西広層のものは BULLER et al. (1972) に示された fluvial あるいは beach deposits のパターンに似ている。

TABLE 5 QUANTITATIVE DATA ON SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE IZEKI FORMATION

Sample No.	Median in phi	Mean in phi	Sorting Index	Skewness	Kurtosis
AI01	1.97	1.97	0.67	-0.01	1.12
AI02	1.77	1.80	0.71	0.04	0.93
AI03	2.88	2.89	0.44	0.06	1.04
AI04	1.85	1.87	0.51	0.06	1.08
AI05	1.43	1.50	0.78	0.13	0.97
AI06	1.85	1.82	0.63	-0.02	0.95
AI07	1.63	1.52	0.84	-0.18	0.80
AI08	1.07	1.11	0.82	0.07	0.91
AI09	1.22	1.14	0.83	-0.08	0.95
AI10	1.04	1.00	0.95	-0.12	0.94
AI11	2.08	2.11	0.55	0.10	1.10
AI12	2.56	2.55	0.70	-0.01	0.96
AI13	1.90	1.83	0.70	-0.11	1.07
AI14	0.82	0.88	0.87	0.13	1.01
AI15	0.83	0.81	0.57	0.03	1.10
AI16	1.90	1.88	0.47	-0.03	1.08
AI17	1.29	1.29	0.61	-0.04	0.96
AI18	2.08	2.07	0.80	0.02	0.85
AI19	1.20	1.25	0.62	0.12	1.06
AI20	1.32	1.39	0.94	0.15	0.94
AI21	1.95	1.98	0.52	0.06	1.11
AI22	1.01	1.05	0.62	0.13	1.00
AI23	1.36	1.39	0.60	0.05	0.84
AI24	1.26	1.33	0.62	0.16	0.94
AI25	1.90	1.91	0.42	0.07	1.21
AI26	1.47	1.44	0.69	-0.08	1.06

(e) 井関層

西広層の南に分布しそれと同時異相の関係にある井関層からは、26個の試料を採集し、粒度分析および主成分鉱物組成分析を行った (採集地点の地理的ならびに層序的位置はそれぞれ Fig. 24 と Fig. 11 に示されている)。井関層はグレイワッケ型の砂岩に富みタービダイトをはさむ地層である。

個々の砂岩の分析の結果をそれぞれ Tables 5 と 6 に示す。Q-F-R 図と Q-P-K 図は Fig. 30 にあげてある。基質量に関していうと、15% 以下のアレナイトと 15% 以上のワッケが半々にある (Fig. 31 (1))。西広層のものとはかなり組成が異なり、概して石英量が減少して石質のものが多く、長石質のものも若干認められる。有田層の砂岩と Q-F-R 図で比較すると同じような分布を示すが、同層では岩片としてチャートをはじめとする堆積岩類が多いのに対して、井関層では Fig. 31 (2)~(3) に示すように火成岩類にとみ、その中でも火山岩類が目だつ。さらに井関層の砂岩の特徴の一つとして、カリ長石の含有量が下位の湯浅層・有田層のものに比べてやや増加するこ

TABLE 6 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE IZEKI FORMATION

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Sc	Vo	P	M	T	
AI01	44.2	14.6	14.6	29.2	0.7	0.9	1.6	8.9	3.0	0.0	15.0	11.6
AI02	21.7	7.9	13.7	21.6	0.5	1.0	1.3	33.8	4.2	0.0	40.9	15.8
AI03	19.7	14.5	18.3	32.8	0.1	3.7	2.0	15.6	0.7	0.0	22.0	25.5
AI04	18.7	10.8	12.1	22.8	0.5	0.9	1.0	34.0	4.1	0.0	40.3	18.1
AI05	16.6	5.3	11.0	16.3	0.2	0.0	3.5	39.9	5.0	0.0	48.6	18.6
AI06	13.1	8.5	17.6	26.1	0.5	2.7	1.9	28.9	4.9	0.0	38.8	22.0
AI07	21.8	9.6	9.6	19.2	0.8	0.6	1.6	41.1	3.2	0.5	47.8	11.1
AI08	23.0	6.2	14.9	21.0	1.4	1.3	2.8	34.7	5.1	0.2	45.5	10.5
AI09	20.9	7.2	15.1	22.4	0.8	1.6	2.6	30.1	5.5	0.3	40.9	15.9
AI10	20.9	5.9	12.1	17.9	1.3	0.7	2.3	33.1	6.0	2.2	45.6	15.6
AI11	20.1	10.2	18.8	29.0	0.2	3.4	1.2	20.4	1.8	0.1	27.1	23.8
AI12	15.2	10.8	22.8	33.5	0.0	3.2	2.4	26.3	1.2	0.0	33.1	18.1
AI13	21.7	8.4	19.2	27.6	0.6	2.3	1.1	24.2	5.2	0.9	34.3	16.4
AI14	30.6	7.6	12.3	19.9	2.1	0.6	3.3	26.8	5.9	1.2	40.0	9.5
AI15	34.3	9.1	8.6	17.7	0.8	0.6	2.1	27.0	4.8	1.8	37.0	10.9
AI16	21.0	9.9	17.6	27.5	0.2	3.2	2.1	29.0	2.0	0.0	36.6	15.0
AI17	20.6	11.3	21.0	32.3	0.0	1.0	1.4	30.0	2.9	0.9	36.2	11.0
AI18	23.0	10.8	10.7	21.4	0.1	1.3	0.7	30.9	2.7	0.3	35.9	19.6
AI19	29.1	10.5	16.2	26.7	1.7	1.3	2.8	17.3	4.7	0.5	28.3	15.9
AI20	27.8	5.0	8.5	13.4	0.5	0.5	1.8	35.0	3.9	0.7	42.3	16.5
AI21	18.8	10.3	21.2	31.5	0.3	1.4	1.2	27.4	1.9	1.0	33.2	16.5
AI22	18.5	8.5	30.9	39.3	0.1	0.2	0.8	25.0	3.3	0.9	30.3	11.9
AI23	21.9	9.2	19.1	28.4	0.4	0.7	1.0	32.0	1.4	0.2	35.7	14.0
AI24	27.4	10.9	18.0	28.9	0.0	0.8	1.2	22.1	4.5	0.9	29.4	14.3
AI25	26.8	14.0	24.5	38.5	0.1	3.2	0.7	13.2	5.8	0.0	23.0	11.7
AI26	20.8	10.0	21.0	31.0	0.3	1.5	2.8	27.9	3.4	0.0	35.9	12.4

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Sc: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

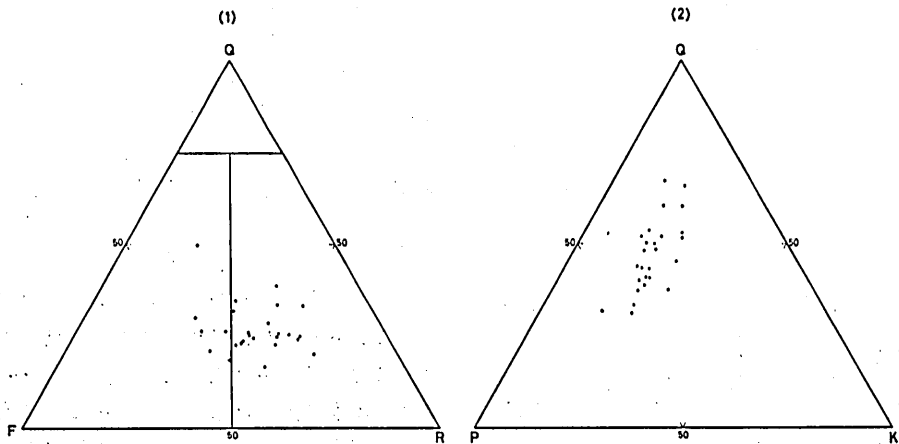


FIG. 30 Compositional diagram of sandstones from the Izeki Formation. (1): Q-F-R diagram, (2): Q-P-K diagram.

Symbols are identical with those of Fig. 22.

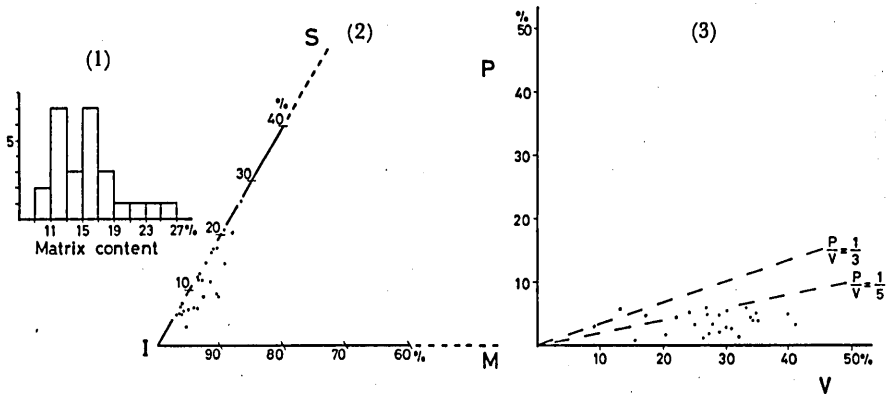


FIG. 31 Content of matrix and rock fragments of sandstones in the Izeki Formation.

- (1): Frequency distribution of matrix content
- (2): Triangular diagram of content of sedimentary (S), igneous (I) and metamorphic (M) rock fragments
- (3): Scatter diagram of plutonic (P) and volcanic (V) rock fragments content

TABLE 7 AREAL VARIATION IN MAJOR MINERAL COMPONENTS AND SIZE PARAMETERS IN SANDSTONES FROM THE IZEKI FORMATION

	W←				→E	Total
Quartz	23.8%	22.9%	26.4%	20.3%	22.3%	23.0%
Feldspar	34.8	28.3	24.3	25.2	24.0	26.0
Rock f.	29.5	34.2	35.7	37.8	36.2	35.5
Matrix	12.1	14.6	13.7	16.7	17.5	15.5
Mean size (phi)	1.68	1.43	1.36	1.62	1.91	1.61
Sorting	0.56	0.66	0.66	0.76	0.65	0.67
Skewness	-0.01	0.11	0.04	-0.02	0.01	0.03
Kurtosis	1.14	0.97	1.01	0.99	0.98	1.00
No. of samples	2	5	6	6	7	26

とがあげられる。井関層砂岩の平均粒径に対する主成分鉱物含有量の関係を見ると (Fig. 32), 細粒になると石英と岩片量は減少し, 長石と基質量は増加する傾向がある。次に井関層砂岩の粒度係数と主成分鉱物含有量の地域的变化をみるために, 分布地域を5つに分けてそれぞれの地域での平均をだしてみた (Table 7)。個数が少ないので明確さを欠く点もあるが, 東から西に向かって, 岩片量と基質量が少なくなり, 分級度がよくなる—いわゆる成熟度がよくなる—傾向が認められる。

CM ダイアグラムと QDa-Md ダイアグラム (Fig. 33) ではあまり特徴的なパターンを示さず不明瞭であるが, 前者についていえば C=M 線に平行な Q-R segment が識別でき, 乱泥流による堆積物を代表すると考えられそうである。

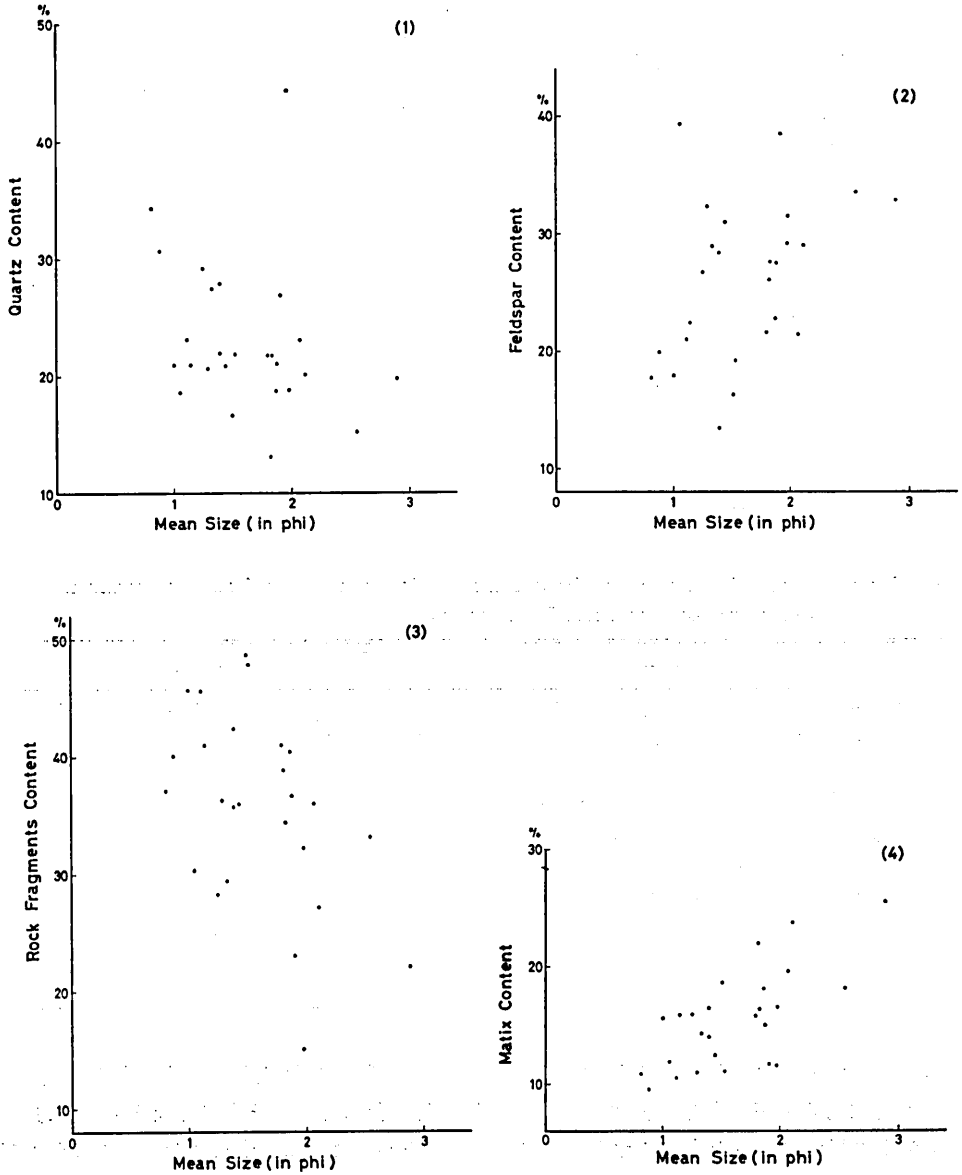


FIG. 32 Scatter diagram of major mineral content versus mean-size of sandstones from the Izeki Formation.

(1): quartz content versus mean-size

(2): feldspar content versus mean-size

(3): rock fragments content versus mean-size

(4): matrix content versus mean-size

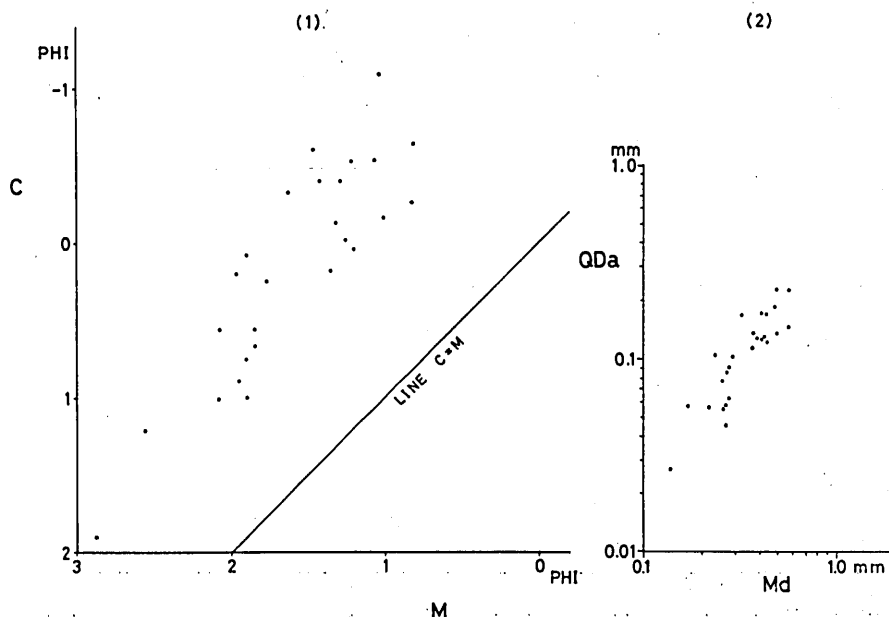


FIG. 33 CM diagram (1) and QDa-Md diagram (2) of the Izeki Formation.

(f) 金屋層

分布がせまく 2 個の試料の主成分鉱物組成分析しか行っていない。その結果を Table 8 と Fig. 34 に示す。2 個ともよく似た組成をもち、長石質ワッケに属する。

TABLE 8 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE KANAYA AND KAMIMATSUBARA FORMATIONS

	Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
			Or	Pl	T	Ch	Mi	Se	Vo	P	M	T	
Kanaya F.	AKA01	18.0	4.4	27.7	32.1	0.3	0.3	1.9	21.4	1.6	0.0	25.6	24.3
	AKA02	15.7	4.5	30.2	34.7	0.3	0.6	0.8	21.3	1.2	0.1	24.1	25.5
Kamimatsubara F.	AKM01	17.7	4.6	22.8	27.4	0.5	0.6	1.0	20.8	1.7	0.1	24.6	30.3
	AKM02	28.9	7.1	9.9	17.0	4.2	0.1	3.5	27.1	3.2	0.3	38.4	15.7
	AKM03	21.5	6.5	24.9	31.4	0.4	0.0	1.3	21.7	3.0	0.1	26.4	20.6
	AKM04	29.5	6.5	19.3	25.9	1.1	2.6	1.3	18.8	4.3	0.8	28.8	15.9
	AKM05	23.8	7.4	23.4	30.8	0.7	2.1	2.2	18.2	2.8	0.0	26.0	19.4
	AKM06	28.9	5.9	14.3	20.3	2.3	0.2	0.8	23.3	3.3	0.1	29.9	20.9
	AKM07	24.6	4.9	16.7	21.6	1.4	1.6	1.3	27.0	2.8	0.3	34.5	19.2
	AKM08	27.5	4.5	20.1	24.6	1.4	1.0	0.5	24.2	4.9	0.3	32.3	15.7
	AKM09	27.1	5.9	9.7	15.6	1.4	1.3	2.4	34.1	4.2	0.5	44.0	13.3
	AKM10	22.2	7.9	29.9	37.8	0.2	1.4	1.2	18.4	1.3	0.0	22.5	17.5
	AKM11	23.7	4.6	15.8	20.4	0.7	0.6	0.8	29.6	1.2	1.2	33.9	22.0
AKM12	23.3	4.0	15.0	19.0	0.8	0.1	0.3	41.4	0.4	0.0	43.0	14.7	
AKM13	16.1	4.2	23.9	28.2	1.1	0.5	1.2	18.5	0.6	0.0	21.7	34.0	

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Se: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

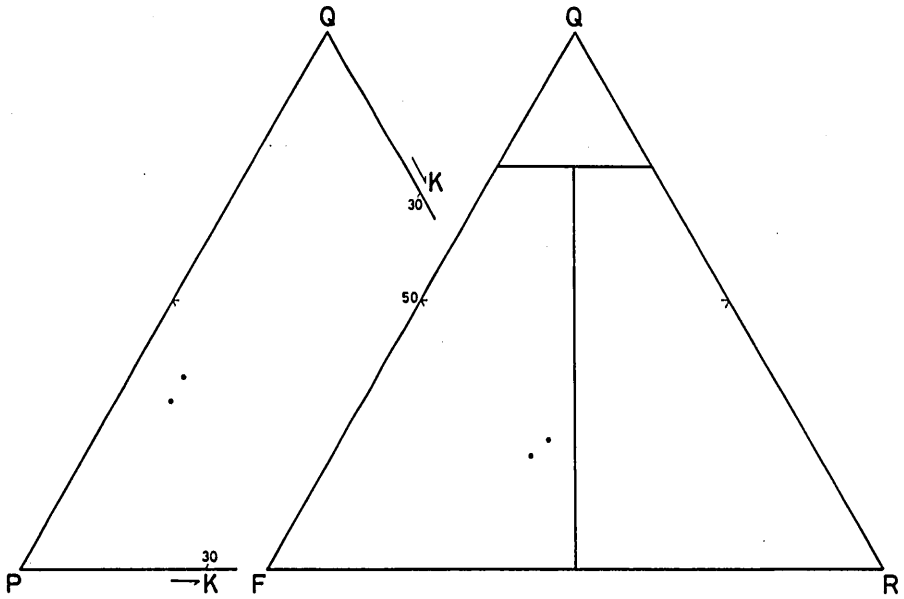


FIG. 34 Compositional diagram of sandstones from the Kanaya Formation. Symbols are identical with those of Fig. 22.

(g) 上松原層

採集した砂岩のほとんどが上糸川一川口南西まで分布する南翼の上松原層からのものである

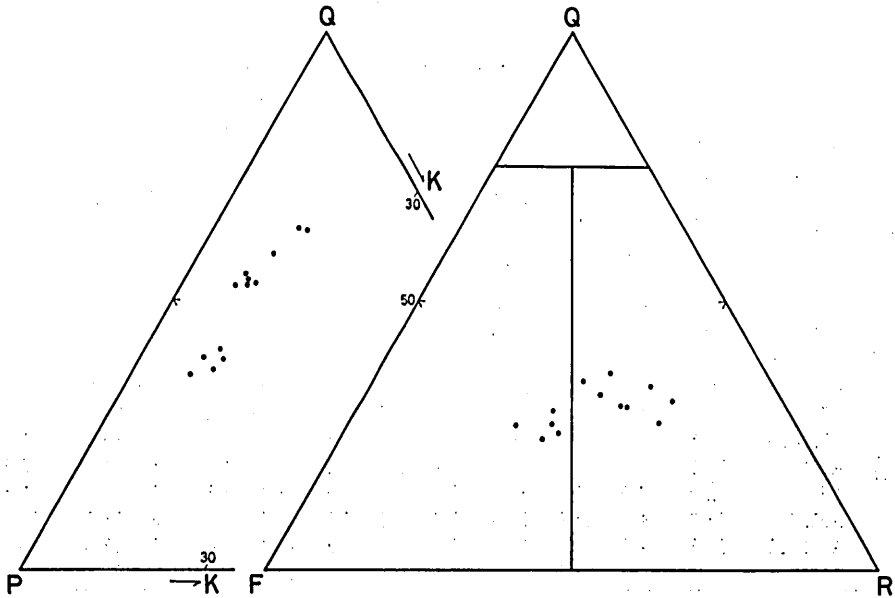


FIG. 35 Compositional diagram of sandstones from the Kamimatsubara Formation. Symbols are identical with those of Fig. 22.

り、2個だけ川口北方の北翼からえられた(採集地点は Fig. 5 参照)。13個の砂岩の主成分鉱物含有量が Table 8 に示され、Q-F-R 図と Q-P-K 図が Fig. 35 に描かれている。石英量は16.1-29.5%で平均24.2%、カリ長石量は4.0-7.9%で平均5.7%、斜長石量は9.7-29.9%で平均18.9%、全長石量は17.0-37.8%で平均24.6%、岩片量は21.7-44.0%で平均31.2%、基質量は13.3-34.0%で平均19.9%である。三角ダイヤグラムでは長石質ワッケ5個、石質ワッケ6個および石質アレナイト2個となる。下位の井関層と比較すると、カリ長石量が減少している。

TABLE 9 QUANTITATIVE DATA ON SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE GORYO FORMATION

Sample No.	Median in phi	Mean in phi	Sorting Index	Skewness	Kurtosis
AG01	2.16	2.17	0.62	0.04	1.01
AG02	2.11	2.11	0.79	0.00	1.01
AG03	2.08	2.12	0.69	0.06	1.08
AG04	2.11	2.15	0.46	0.06	1.11
AG05	1.88	1.89	0.69	0.03	0.96
AG06	2.03	2.00	0.64	-0.06	0.96
AG07	1.57	1.61	0.79	0.03	0.97
AG08	1.50	1.52	0.79	0.03	0.90
AG09	2.76	2.78	0.61	0.00	0.96
AG10	2.16	2.11	0.72	-0.14	1.14
AG11	1.07	1.19	0.96	0.26	1.11
AG12	1.57	1.57	0.74	0.09	1.14
AG13	2.01	1.99	0.78	-0.05	0.98
AG14	1.57	1.57	0.86	-0.02	0.95
AG15	1.90	1.97	0.74	0.15	0.92
AG16	1.90	1.83	0.75	-0.11	1.06
AG17	2.09	2.08	0.71	-0.02	0.94
AG18	1.91	1.97	0.71	0.10	0.91
AG19	2.60	2.63	0.64	0.01	1.00
AG20	1.62	1.55	0.83	-0.08	0.92
AG21	1.93	1.94	0.73	0.00	1.00
AG22	1.32	1.28	0.86	-0.05	1.01
AG23	1.97	1.97	0.89	-0.04	1.00
AG24	2.04	2.05	0.38	0.02	1.14

(h) 御霊層

24個の試料について粒度分析および主成分鉱物組成分析を行った。その結果はそれぞれ Tables 9 と10のとおりである。三角ダイヤグラムを Fig. 36 に示す。全石英量は13.0-40.1%で平均25.3%、カリ長石量は4.6-22.6%で平均16.0%、斜長石量は8.7-26.9%で平均18.7%、全長石量は22.4-40.1%で平均34.7%、岩片量は12.1-42.6%で平均26.6%、基質量は15.2-24.8%で平均19.5%である。長石質ワッケがほとんど全部(22試料)を占め、わずかに2試料だけが石質ワッケに属する。石英は波動消光するものも含まれるが、少ないものの方が多い。カリ長石量が平均で16.0%もあり、供給地としての花崗岩質岩の貢献度が増したことを暗示する。岩片にも火成岩類が多い。平均粒径に対する主成分鉱物含有量の変化についてみると (Fig. 37), 石英と基質量においては相関はないが、長石量は細粒になると増加し、岩片量は同じく減少する。下位の地層のうち西広層に属する一本松付近のアルコーズ砂岩と比較すると、カリ長石量はおおよそ等しいが石英量がかなり少なくなっている。また、井関層では石質のものが多かったのに対して、御霊層ではほとんどが長石質であり、カリ長石量が増加している。

(i) 松原層

糸川一川口付近までの松原層に含まれる13個の砂岩試料について主成分鉱物組成分析を行った(採集地点は Fig. 5 参照)。その結果を Table 11 と Fig. 38 に示す。石英量は20.0-31.5%で平均28.0%、カリ長石量は4.2-11.4%で平均7.6%、斜長石量は10.9-30.3%で平均18.4%、全長石量は15.1-38.8%で平均26.0%、岩片量は17.8-45.9%で平均29.6%、基質量は12.9-21.2%で平均16.9%である。岩片量29.6%のうち23.1%は火山岩類で流紋岩質のも

TABLE 10: QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE GORYO FORMATION

Sample No.	Quartz (%)			Feldspar (%)			Rock Fragments (%)						Matrix (%)
	N	U	T	O	P	T	Ch	Mi	Sc	I	M	T	
AG01	10.9	20.6	31.5	14.0	23.4	37.5	1.4	5.0	1.9	4.0	0.6	12.8	18.2
AG02	14.1	11.8	25.9	11.5	21.0	32.5	1.0	5.4	2.3	9.1	1.7	19.4	22.3
AG03	15.5	11.5	27.0	17.6	17.3	34.9	1.4	3.8	1.9	9.2	1.0	17.3	20.9
AG04	17.2	12.8	30.0	20.4	16.4	36.8	0.4	6.1	0.3	9.5	0.5	16.8	16.5
AG05	18.6	15.7	34.3	14.0	24.3	38.3	2.6	2.2	1.3	5.8	0.2	12.1	15.3
AG06	16.1	14.4	30.5	13.0	26.9	39.9	1.9	3.4	1.0	7.5	0.7	14.4	15.2
AG07	16.5	23.6	40.1	12.4	13.9	26.3	1.2	2.0	2.6	8.6	2.2	16.6	17.1
AG08	12.8	17.4	30.2	11.5	21.2	32.6	3.2	2.1	2.5	12.6	1.1	21.5	15.7
AG09	7.8	17.4	25.2	15.3	24.2	39.5	0.6	6.4	4.9	3.7	0.0	15.6	19.7
AG10	14.9	9.2	24.1	19.8	15.0	34.8	0.6	6.9	2.1	6.2	1.3	17.0	24.1
AG11	9.5	7.5	17.1	4.6	17.7	22.4	0.4	0.6	16.2	25.5	0.0	42.6	17.9
AG12	11.5	8.8	20.3	9.6	20.8	30.4	0.5	1.7	8.1	16.8	0.0	27.1	22.3
AG13	8.9	4.1	13.0	10.5	25.7	36.2	0.0	2.6	7.0	20.3	0.0	29.9	20.9
AG14	14.6	9.9	24.5	13.2	9.6	22.8	2.1	2.6	2.4	23.0	1.6	31.7	21.0
AG15	12.3	7.3	19.5	21.4	17.6	39.0	2.5	0.8	0.8	14.7	0.1	18.9	22.5
AG16	16.8	5.8	22.5	21.0	20.0	41.0	1.0	1.0	1.0	14.4	0.0	17.4	19.1
AG17	12.5	9.1	21.6	21.8	13.2	35.0	1.9	3.4	1.2	14.1	1.0	21.6	21.9
AG18	17.4	6.3	23.6	20.4	18.1	38.5	1.0	1.8	1.4	15.5	1.0	20.6	17.3
AG19	12.9	4.5	17.5	22.6	17.8	40.5	0.0	3.3	3.8	13.8	0.0	21.0	21.1
AG20	17.5	4.4	21.9	17.9	13.1	31.1	1.4	0.8	1.5	22.4	0.6	26.6	20.5
AG21	17.5	6.2	23.7	17.5	18.4	36.0	0.7	2.6	3.8	14.3	0.0	21.5	18.8
AG22	14.2	5.5	19.7	14.8	25.9	40.7	1.6	1.9	0.3	16.3	0.5	20.5	19.1
AG23	18.5	3.6	22.2	21.4	17.4	38.7	1.2	3.4	2.3	7.1	0.4	14.3	24.8
AG24	25.1	16.3	41.4	18.1	8.7	26.9	0.2	0.0	0.4	15.5	0.0	16.1	15.7

N: non-undulose, U: undulose, O: orthoclase, P: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Sc: sedimentary, I: igneous, M: metamorphic, T: Total

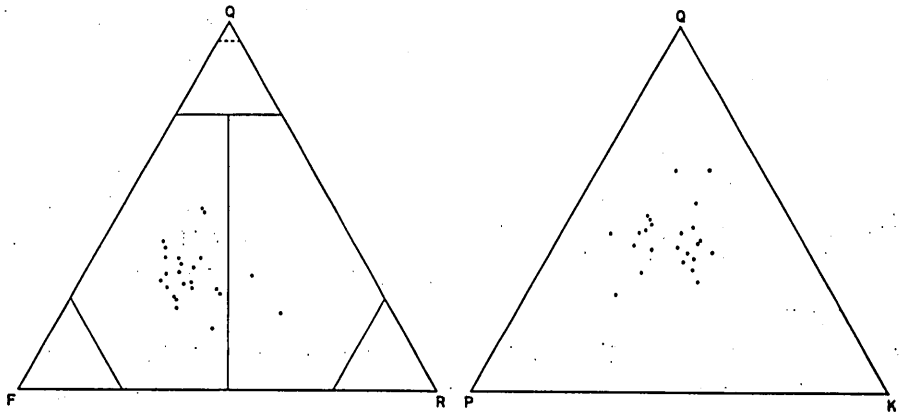


FIG. 36 Compositional diagram of sandstones from the Goryo Formation. Symbols are identical with those of Fig. 22.

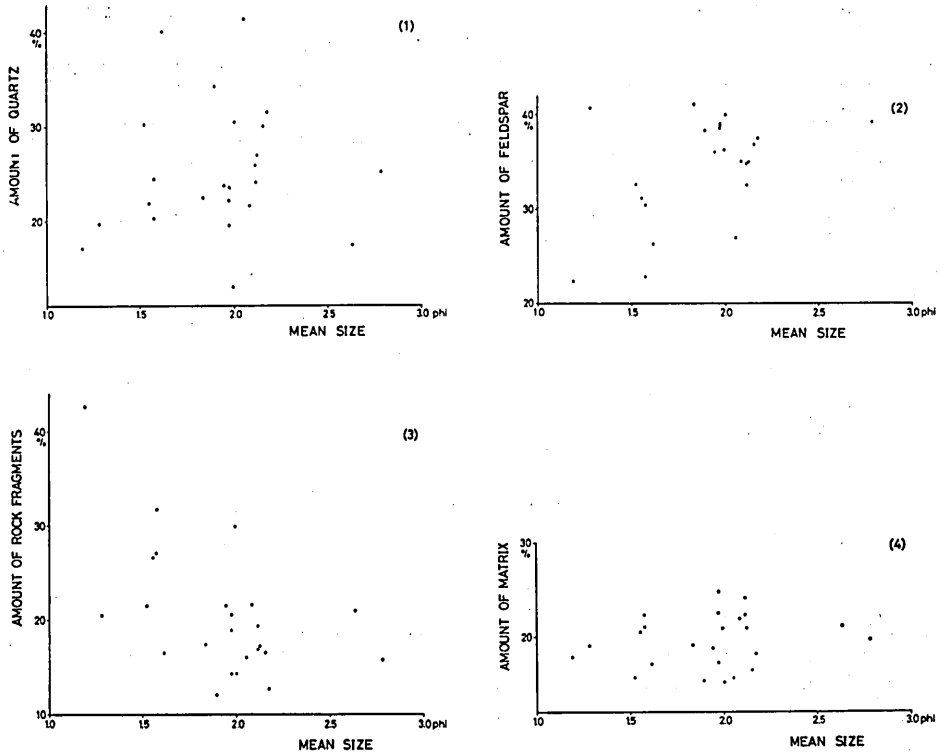


Fig. 37 Scatter diagram of major mineral content versus mean-size of sandstones from the Goryo Formation.

- (1): quartz content versus mean-size (2): feldspar content versus mean-size
 (3): rock fragments content versus mean-size (4): matrix content versus mean-size

のが大半を占める。三角ダイヤグラムでは長石質アレナイト 3 個，長石質ワッケ 3 個，石質アレナイト 1 個および石質ワッケ 6 個となる。

(j) 鳥屋城層

鳥屋城層は分布は広いが細粒砂岩およびシルト岩が卓越するため 6 個の試料の主成分鉱物組成分析しか行えなかった (採集地点は Fig. 5 参照)。分析結果は Table 11 と Fig. 39 に示されている。主成分鉱物含有量の平均は，石英 26.0%，カリ長石 6.2%，斜長石 20.7%，全長石 27.0%，岩片 24.6%，基質 22.5% である。石英，長石および岩片の含有量はおよそ等しい。すべてワッケに属し，長石質のものが 4 個，石質のものが 2 個である。

(k) 二川層

立石から二川までの二川層の砂岩試料を 49 個採集して粒度分析を行い，そのうちの 20 個について主成分鉱物組成分析を加えた (採集地点は Fig. 5 参照)。結果を Table 12 と 13 および Fig. 40 に示す。平均粒径は $0.43 \sim 2.98 \phi$ ($0.74 \sim 0.13 \text{ mm}$) で平均 1.87ϕ (0.27 mm)，分級度は $0.34 \sim 1.11$ で平均 0.62，歪度は $-0.22 \sim +0.23$ で平均 $+0.04$ ，尖度は $0.74 \sim 1.47$ で平均 1.04 である。また，石英量は $7.3 \sim 39.9\%$ で平均 26.6%，カリ長石量は $3.0 \sim 13.0\%$ で平均 7.1%，

TABLE 11 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE MATSUBARA AND TOYAJO FORMATIONS

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)	
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Sc	Vo	P	M	T		
Matsubara F.	AM01	29.8	9.1	20.7	29.9	0.3	1.4	1.5	14.9	2.7	0.1	20.9	19.4
	AM02	24.0	6.4	15.2	21.6	1.2	0.7	2.0	27.6	1.7	0.0	33.2	21.2
	AM03	27.9	11.4	19.8	31.3	0.2	1.2	0.4	19.7	3.8	0.2	25.4	15.5
	AM04	20.0	4.2	10.9	15.1	1.0	0.2	2.2	40.6	1.6	0.3	45.9	19.0
	AM05	29.6	6.8	16.2	23.0	2.5	0.2	0.2	24.5	1.1	0.4	28.8	18.6
	AM06	26.9	6.3	10.0	16.3	1.3	0.2	1.3	39.4	0.6	0.2	42.9	13.9
	AM07	28.8	9.3	19.4	28.8	0.0	0.4	1.7	21.1	2.8	0.0	26.0	16.5
	AM08	31.1	9.7	23.3	33.0	1.3	2.0	1.3	14.4	3.8	0.1	23.1	12.9
	AM09	28.7	4.9	13.8	18.7	0.5	0.0	6.6	28.1	0.7	0.0	35.9	16.8
	AM10	31.5	6.9	16.0	22.9	1.6	0.1	1.2	25.0	0.3	0.6	28.8	16.8
	AM11	28.7	8.5	30.3	38.8	0.7	0.4	0.7	14.4	1.6	0.0	17.8	14.7
	AM12	30.0	8.8	25.6	34.4	0.4	1.0	1.5	14.3	2.6	0.6	20.4	14.9
	AM13	27.6	6.4	18.3	24.7	2.6	3.3	0.6	15.9	4.8	1.0	28.1	19.6
Toyajo F.	AJ01	18.2	6.8	21.9	28.8	1.5	0.4	0.3	24.3	0.2	0.1	26.8	26.3
	AJ02	24.4	3.4	19.7	23.1	2.3	0.4	0.7	23.3	0.4	0.0	27.0	25.5
	AJ03	29.4	8.8	20.0	28.8	1.9	0.4	0.6	17.7	0.6	0.0	21.2	20.6
	AJ04	35.1	6.5	18.5	25.0	5.4	1.2	0.6	14.8	0.7	0.0	22.6	17.3
	AJ05	15.1	5.9	23.0	28.8	1.6	0.7	0.3	26.1	0.4	0.1	29.1	26.9
	AJ06	33.6	6.0	21.3	27.2	3.1	0.2	0.4	16.2	0.9	0.0	20.7	18.6

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Sc: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

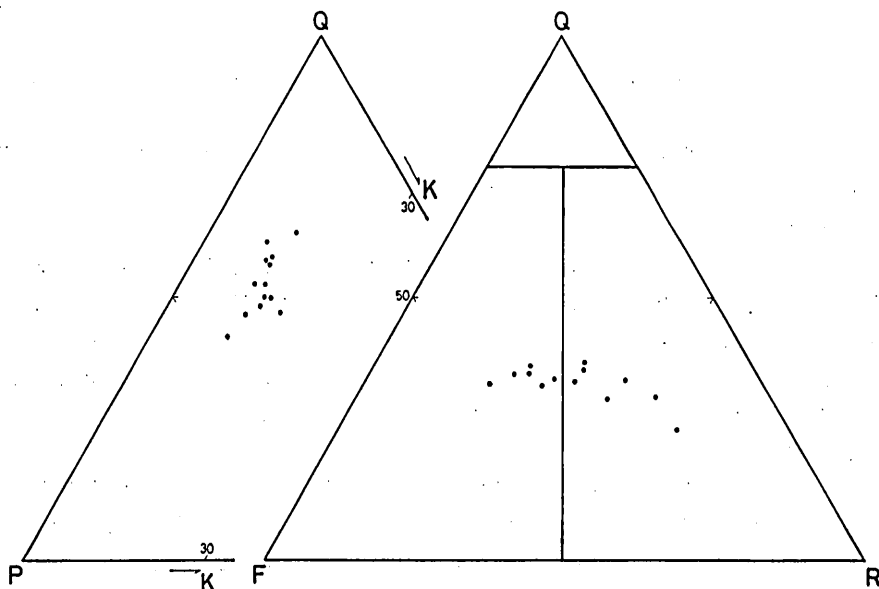


FIG. 38 Compositional diagram of sandstones from the Matsubara Formation. Symbols are identical with those of Fig. 22.

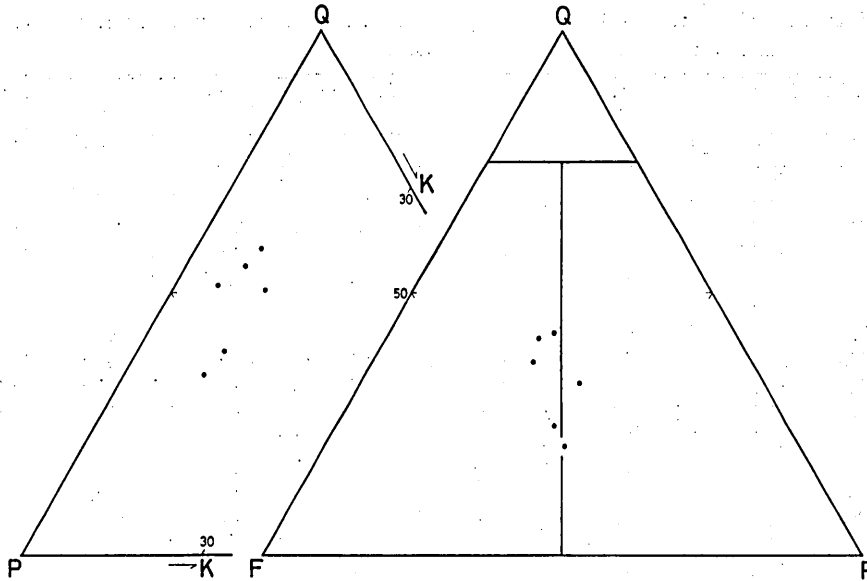


FIG. 39 Compositional diagram of sandstones from the Toyajo Formation. Symbols are identical with those of Fig. 22.

TABLE 12 QUANTITATIVE DATA ON SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE FUTAKAWA FORMATION

Sample NO.	Median in phi	Mean in phi	Index Sorting	Skewness	Kurtosis
AF01	1.85	1.78	0.56	-0.22	1.27
AF02	2.14	2.14	0.52	-0.01	1.22
AF03	2.18	2.20	0.39	0.08	1.15
AF04	2.61	2.62	0.34	0.03	0.94
AF05	2.07	2.06	0.46	-0.04	0.93
AF06	1.69	1.58	0.63	-0.18	0.88
AF07	1.04	1.19	0.93	0.23	0.88
AF08	2.36	2.34	0.61	-0.08	1.06
AF09	2.46	2.47	0.36	0.10	1.03
AF10	0.69	0.71	0.91	0.08	1.02
AF11	1.64	1.70	0.69	0.18	0.96
AF12	2.43	2.41	0.62	-0.08	1.12
AF13	1.59	1.62	0.77	0.06	0.92
AF14	1.67	1.59	0.81	-0.13	0.84
AF15	1.33	1.34	0.96	-0.01	0.93
AF16	2.16	2.20	0.52	0.10	1.25
AF17	1.81	1.78	0.70	0.02	1.08
AF18	1.56	1.59	0.71	0.07	1.21
AF19	1.74	1.72	0.53	0.02	1.08
AF20	1.60	1.59	0.93	-0.06	0.98
AF21	1.20	1.28	0.78	0.12	1.06
AF22	0.39	0.43	0.75	0.12	0.94
AF23	1.14	1.19	0.74	0.08	0.94
AF24	2.14	2.15	0.71	0.03	0.92
AF25	0.86	0.88	0.82	0.01	0.92
AF26	2.21	2.23	0.46	-0.03	1.29
AF27	1.93	1.92	0.42	-0.09	1.28
AF28	2.16	2.18	0.52	-0.02	1.26
AF29	2.13	2.21	0.54	0.16	1.15
AF30	2.44	2.46	0.41	0.09	0.86
AF31	2.37	2.42	0.43	0.18	1.02
AF32	0.72	0.75	0.64	0.10	1.03
AF33	2.56	2.57	0.40	0.11	1.05
AF34	2.92	2.98	0.49	0.16	1.21
AF35	2.77	2.76	0.54	-0.03	0.90
AF36	2.40	2.42	0.38	0.05	0.99
AF37	1.87	1.88	1.04	0.02	0.77
AF38	1.69	1.75	0.75	0.12	1.00
AF39	0.86	0.91	0.94	0.12	1.08
AF40	1.51	1.53	0.66	0.08	1.08
AF41	2.85	2.87	0.45	0.07	0.94
AF42	2.69	2.67	0.37	-0.03	1.07
AF43	1.22	1.27	0.92	0.10	0.74
AF44	1.35	1.48	1.11	0.16	0.88
AF45	2.70	2.69	0.44	-0.01	1.07
AF46	1.83	1.81	0.43	-0.02	1.09
AF47	1.95	1.94	0.49	-0.05	1.47
AF48	1.88	1.90	0.39	0.06	0.97
AF49	1.46	1.46	0.60	0.03	1.16

TABLE 13 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE FUTAKAWA FORMATION

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Sc	Vo	P	M	T	
AF02	33.4	12.8	12.9	25.7	0.3	0.3	0.8	19.9	4.5	0.0	25.8	15.2
AF03	32.1	11.2	17.7	28.8	0.5	0.5	1.3	22.3	5.9	0.0	30.5	8.6
AF07	27.9	3.0	7.1	10.1	3.8	0.2	2.9	33.8	5.4	1.4	47.4	14.6
AF14	22.7	5.5	13.2	18.7	1.7	0.8	2.9	31.8	2.8	0.1	40.1	18.6
AF17	29.5	7.5	16.2	23.7	0.1	1.1	0.9	18.6	7.5	0.0	28.1	18.8
AF20	26.1	5.9	13.4	19.3	0.5	0.6	1.4	27.9	2.3	0.0	32.7	21.9
AF22	29.3	4.9	5.1	10.0	7.5	0.4	3.4	26.7	9.8	2.0	49.8	10.9
AF23	25.0	3.9	14.0	18.0	1.8	0.5	1.2	30.6	6.6	0.0	40.7	16.3
AF25	24.7	6.6	6.3	13.0	1.2	1.0	5.5	35.7	2.3	1.1	46.6	15.7
AF26	30.2	13.0	14.1	27.1	0.4	0.6	1.0	20.2	7.3	0.0	29.5	13.2
AF27	29.8	11.0	14.3	25.3	0.6	0.7	2.0	23.0	3.8	0.0	30.0	14.9
AF29	27.9	9.9	15.3	25.2	1.6	1.0	3.4	24.4	3.9	0.0	34.2	12.6
AF32	23.2	4.4	12.9	17.3	1.2	0.1	4.0	35.7	4.4	0.1	45.5	14.0
AF36	29.1	8.7	17.3	26.0	0.5	0.3	1.4	23.1	3.4	0.0	28.7	16.3
AF38	24.5	9.0	10.3	19.3	0.9	1.7	2.2	25.4	4.8	0.3	35.3	20.9
AF40	23.4	6.4	13.3	19.7	1.9	0.6	1.3	32.0	5.1	0.5	41.3	15.6
AF43	8.0	3.6	34.3	37.8	0.2	0.3	9.4	19.6	5.1	0.0	34.6	19.5
AF44	7.3	3.3	31.5	34.8	0.8	0.2	6.2	25.4	4.1	0.0	36.6	21.3
AF46	39.9	5.9	6.7	12.6	2.4	0.1	2.3	25.1	3.4	0.0	33.3	14.2
AF49	37.2	6.4	8.1	14.5	1.2	0.0	0.9	32.7	3.0	0.0	37.7	10.6

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Sc: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

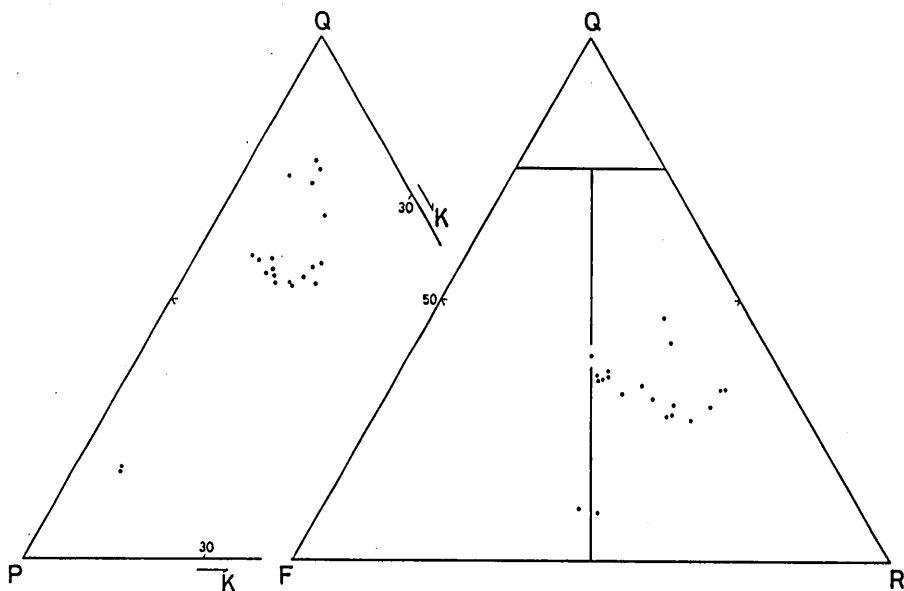


Fig. 40 Compositional diagram of sandstones from the Futakawa Formation. Symbols are identical with those of Fig. 22.

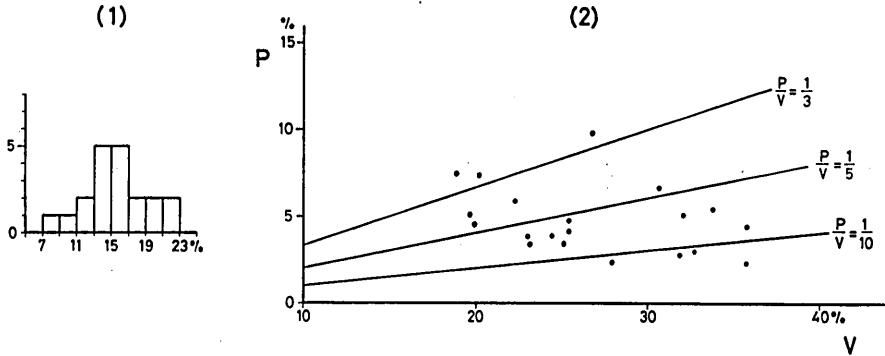


Fig. 41 Content of matrix and rock fragments of sandstones of the Futakawa Formation.

(1): Frequency distribution of matrix content

(2): Scatter diagram of plutonic (P) and volcanic (V) rock fragments content

斜長石量は6.7-34.3%で平均14.0%, 全長石量は10.1-37.8%で平均21.3%, 岩片量は25.8-49.8%で平均36.4%, 基質量は8.6-21.9%で平均15.7%となる。岡田 (1971) の分類に従うと, 20 試料のうち, 基質量15% 以下のアレナイトが9 試料, 残り11 試料がワッケとなり (Fig. 41 (1)), その内訳は長石質ワッケ1, 石質アレナイト9 および石質ワッケ10 である。石英の極端に少ない (7.3%と8.0%) ものが2 個 (AF43, 44) あり, 他のものと組成がかなり異なる。双晶や累帯構造を示す斜長石がかなり多い。二川層砂岩には火成岩類の岩片が圧倒的に多く, とくに火山岩類にとんでいる (Fig. 41 (2))。

平均粒径と主成分鉱物含有量の関係を見ると (Fig. 42), 細粒になるほど長石量が増加し, 岩片量が減少する傾向があり, 石英量と基質量については相関は認められない。また, 分級度と主成分鉱物含有量の関係を見ると (Fig. 43), 分級度がよくなるほど石英量は増加し, 岩片量と基質量は減少する。一般的な成熟度の概念からすると, 二川層砂岩の分級度と主成分鉱物含有量との関係はこの概念によく一致する。すなわち成熟度が高くなるということは, 分級度がよくなり岩片量と基質量が減少して石英量が多くなるということである。

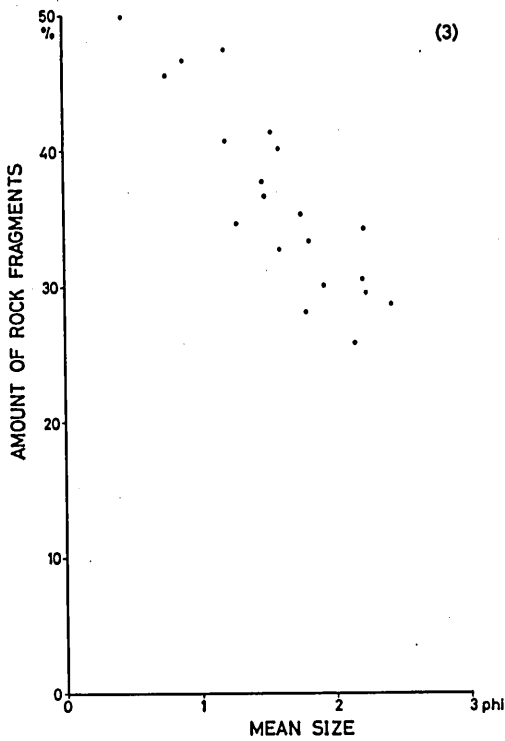
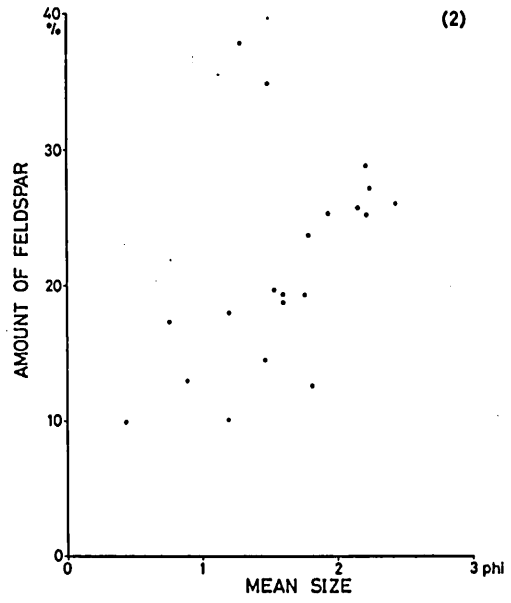
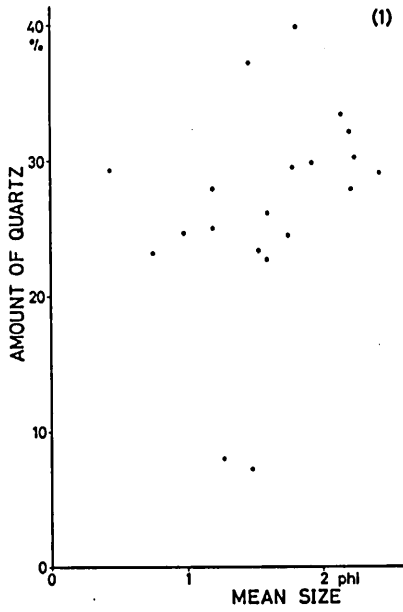
最後に CM ダイアグラムを描くと (Fig. 44), C=M 線に平行な Q-R segment だけが明瞭に識別でき, 乱泥流による堆積物であることをよく示しているものと考えられる。

2. 礫 岩

湯浅一有田川流域の秩父帯白亜系の礫岩については松本 (1947), 平山ほか (1956 a, b) および加納 (1969, 1970) などの報告があるが, 組織的・系統的な研究は行われていないのが現状である。そこで, 今回, 湯浅層2 地点, 有田層2 地点, 西広層2 地点, 井関層1 地点, 松原層1 地点および二川層1 地点について礫岩中の礫の大きさ, 形態, 岩種などについて詳細な検討を加えた。

固結度の弱い礫岩 (ACG 01, 03, 04, 07, 08) については, 採集したすべての礫に通し番号をつけ (ACGL1~523), 岩石種, 長軸 (A), 中軸 (B), 短軸 (C) の各長さおよび円磨度を調べた。

固結度の強い礫岩 (ACG 02, 05, 06, 09) については, 大型あるいは小型の薄片をつくり,



- (1): quartz content versus mean-size
- (2): feldspar content versus mean-size
- (3): rock fragments content versus mean-size
- (4): matrix content versus mean-size

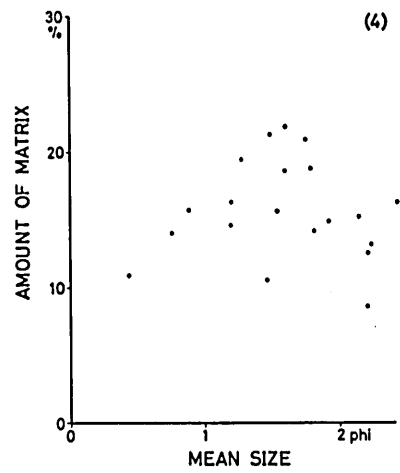
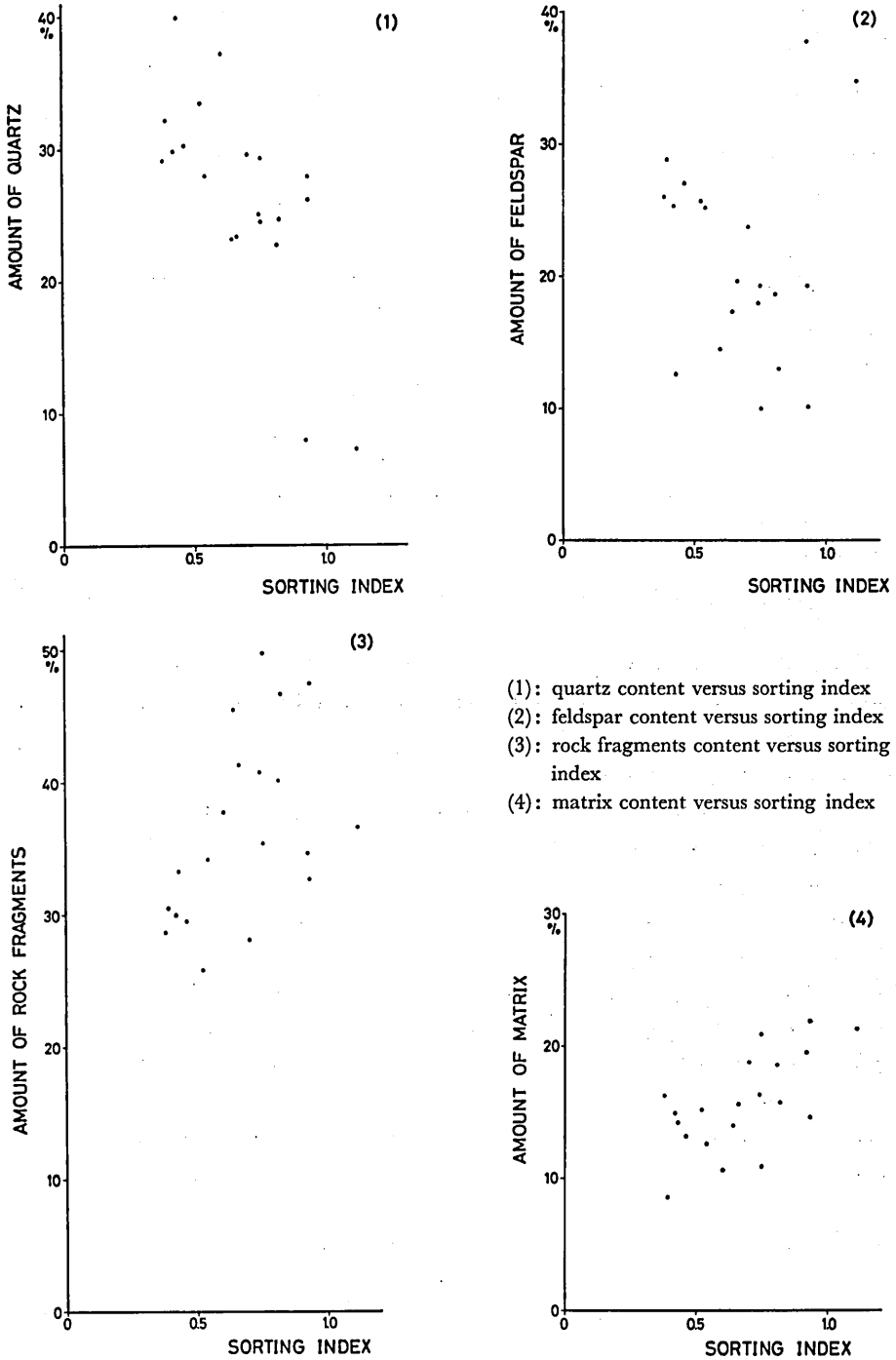


FIG. 42 Scatter diagram of major mineral content versus mean-size of sandstones from the Futakawa Formation.



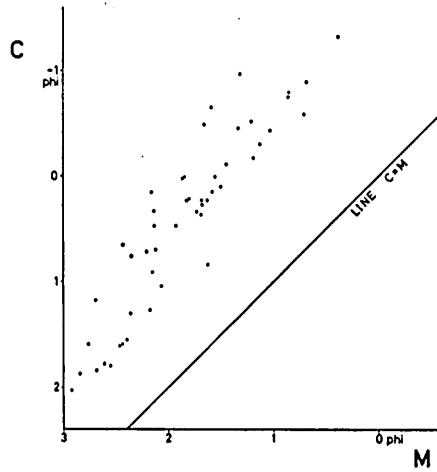


FIG. 44 CM diagram of the Futakawa Formation.

なかに含まれる礫の岩石種を調べた。この際は長軸のみ測定し礫の粒径とした。

多種類の岩石の礫が各地層にみられるが、それらは下記のようなクラスに分類してその量をパーセントで表した。

a: 酸性火山岩～火山碎屑岩類

岩種としては流紋岩溶岩, 流紋岩質凝灰岩, 流紋岩質凝灰角礫岩, 流紋岩質溶結凝灰岩, 流紋岩質溶結凝灰角礫岩などが含まれる。

b: 中性火山岩～火山碎屑岩類

安山岩溶岩, 石英安山岩溶岩, 安山岩質凝灰岩, 安山岩質凝灰角礫岩, 石英安山岩質凝灰岩, 石英安山岩質凝灰角礫岩などが含まれる。

c: 酸性～中性半深成岩類

石英斑岩, 花崗斑岩, 玢岩, グラノファイアーなどが含まれる。

d: 酸性～中性深成岩類

黒雲母花崗岩, アプライト, 文象花崗岩, 斑状花崗岩, 花崗閃緑岩などが含まれる。

e: 古期堆積岩類 (塩基性火山岩類を含む)

礫岩 (e1), 砂岩 (e2), 頁岩 (e3), チャート (e4), 輝緑凝灰岩 (e5) に区分した。

f: 変成岩類

準片岩, 石英片岩, 片状ホルンフェルス, 泥質ホルンフェルス, 花崗岩質ミロナイト, 泥質片麻岩などが含まれる。

g: その他

単一の鉱物 (石英・長石やザクロ石などの重鉱物) および脈岩など。

これらの詳細な岩石学的記載は次の機会にゆずる。

各々の地点における検討結果を Fig. 45-53 に図示し, クラス別に岩石種の含有率を Table 14 に示した。以下, 各地層について記述する。

TABLE 14 COMPOSITION (%) OF CONGLOMERATES IN EACH LOCALITY FROM THE CRETACEOUS FORMATIONS IN THE YUASA-ARIDAGAWA AREA

	ACG01	ACG02	ACG03	ACG04	ACG05	ACG06	ACG07	ACG08	ACG09
a: Acidic volcanic — pyroclastic rocks	8.6	7.8	4.7	3.5	36.6*	83.1*	10.4	16.3	14.4
b: Intermediate volcanic — pyroclastic rocks	0.0	2.8	0.0	0.0	0.5	0.0	2.6	3.3	2.4
c: Acidic — intermediate hypabyssal rocks	1.4	5.1	1.2	4.6	8.3	1.6	23.4	27.2	15.8
d: Acidic — intermediate plutonic rocks	1.4	0.5	1.2	4.1	5.4	0.8	6.5	10.9	6.2
e: Older sedimentary and basic volcanic rocks	77.1	75.1	92.9	80.2	43.9	13.1	49.4	32.6	39.2
e1: Conglomerate	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	0.0	0.0
e2: Sandstone	17.1	11.5	0.0	9.3	15.1	5.4	15.6	20.7	4.8
e3: Shale	2.9	7.4	2.4	1.2	9.8	0.8	9.1	7.6	18.2
e4: Chert	54.3	53.5	90.6	69.2	6.8	6.9	23.4	3.3	16.3
e5: Schalstein	2.9	2.8	0.0	0.6	12.2	0.0	0.0	1.1	0.0
f: Metamorphic rocks	10.0	3.2	0.0	2.3	0.5	0.8	6.5	5.4	12.9
Schist	4.3	0.9	0.0	1.2	0.0	0.8	2.6	0.0	2.9
Hornfels	2.9	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9	1.1	9.6
Mylonite	2.9	0.0	0.0	1.2	0.5	0.0	0.0	2.2	0.0
Gneiss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.2	0.5
g: Others	1.4	5.5	0.0	5.3	4.9	0.8	1.3	4.3	9.1

*; acidic tuff

(a) 湯浅層

ACG01 と ACG02 の 2 地点 (採集位置は Fig. 2 参照) の礫岩が本層に属する。

① ACG01……糸我峠南方吉川付近の湯浅層基底の礫岩である。70個の礫をとりだして検討した (Fig. 45)。礫径は、0.5φ 間隔で区分すると、-4.5~-6.0φ (22.6~64.0 mm) までの中にはいる。礫の形態は、 $B/A > 2/3$ で $C/B < 2/3$ のもの (Disks…円盤状) と、 $B/A > 2/3$ で $C/B > 2/3$ のもの (Equant…球状) がほとんどである。円磨度は D (Subrounded) および E (Rounded) タイプのものが大部分を占め、C (Subangular) および F (Well-rounded) タイプのものがわずかに認められる。礫組成としては、古期堆積岩類が77.1%もあり、中でもチャート (54.3%)、砂岩 (17.1%) が多い。そのほかに、酸性火山岩~火山碎屑岩類が8.6%、変成岩類が10.0% (片岩4.3%、ホルンフェルス2.9%、ミロナイト2.9%) 含まれる。片岩としたものは、前島 (1978) が記載した秩父帯白亜系に北接する結晶片岩類 (砂質~泥質片岩) に帰せられる。

② ACG02……天皇山南西の湯浅層の細粒礫岩であり、砂岩と互層している。薄片で217個の礫について検討した (Fig. 46)。礫径は 0.0~-4.5φ (1.00~22.63 mm) の中にはいる。ACG01 と同様な礫組成を示し、古期堆積岩類が75.1%を占め、中でもチャート (53.5%)、砂岩 (11.5%)、頁岩 (7.4%) が多い。その他、酸性火山岩~火山碎屑岩類7.8%、酸性~中性半深成岩類5.1%などがある。

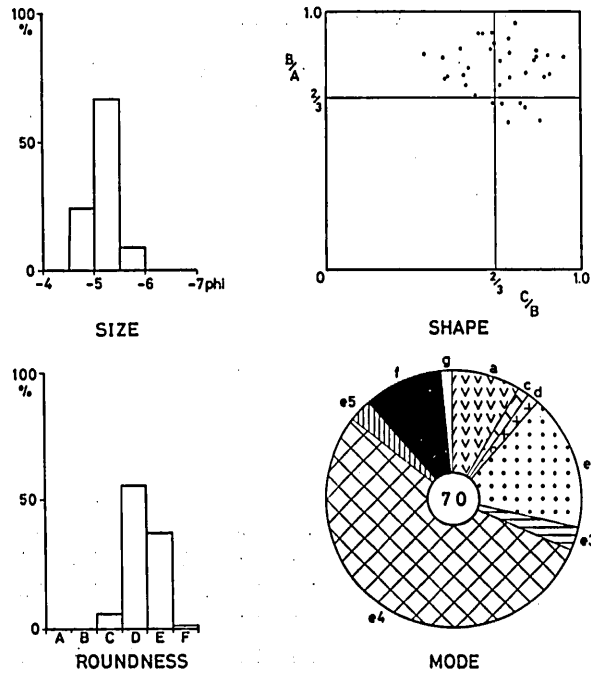


FIG. 45 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Yuasa Formation (ACG01).

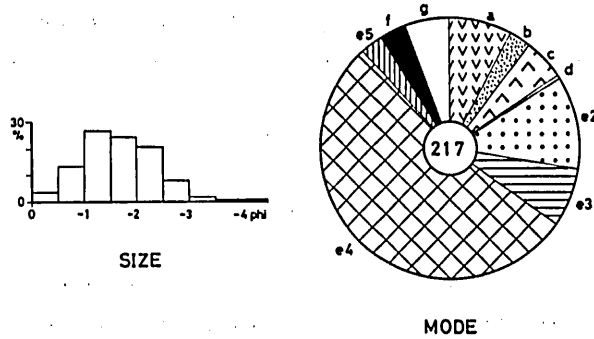


FIG. 46 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yuasa Formation (ACG02).

(b) 有田層

有田層には北部相の下部に顕著な礫岩層がある。礫は最大 30 cm くらいで、一般には 5 cm 程度のものが多く、淘汰、成層状態ともに悪い。この礫岩について ACG03 と ACG04 の 2 地点（位置は Fig. 2 参照）のものを調べた。

① ACG03……吉川付近の礫岩で、85 個の礫をとりだして検討した (Fig. 47)。礫径は -4.5 ~ -6.0 φ で、形態は Equant (球状) のものが多い。円磨度は D (Subrounded) タイ

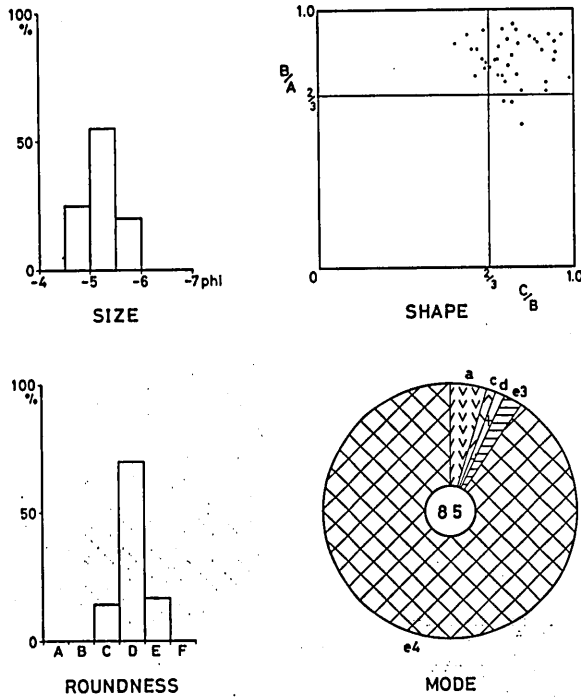


FIG. 47 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Arida Formation (ACG03).

が圧倒的で、C (Subangular) および E (Rounded) タイプのものもある。礫組成ではチャートが90.6%を占め、その他に酸性火山岩～火山碎屑岩類などが含まれる。

② ACG04……湯浅北西の海岸の礫岩より172個の礫を採集した (Fig. 48)。礫径は-4.5～-6.5 ϕ で、形態は Equant (球状) のものが圧倒的に多い。円磨度は D (Subrounded) タイプが多く、C (Subangular) および E (Rounded) タイプがこれに次ぎ、B (Angular) および F (Well-rounded) タイプもわずかに認められる。礫組成としては、古期堆積岩類が80.2%を占め、とくにチャート (69.2%) と砂岩 (9.3%) にとむ。酸性～中性半深成岩類4.6%、酸性～中性深成岩類4.1%および酸性火山岩～火山碎屑岩類3.5%が含まれる。

(c) 西広層

基底礫岩層より ACG05 と ACG06 の2地点 (位置は Fig. 2 参照) で固結した礫岩を薄片にして検討した。

① ACG05……湯浅南西 (白木南東) の礫岩で205個の礫について調べた (Fig. 49)。礫径は 0.0～-3.5 ϕ (1.00～11.31 mm) にわたる。礫組成の中で特徴的なものは、図に示したように、酸性凝灰岩としたものであり、一般に肉眼でみるとチャートに似るが、石英や長石の斑晶が認められ緑色を呈するものも多く、当地域の黒瀬川構造帯中のシルル～デボン紀酸性凝灰岩によく似ている。全体としてみると、酸性凝灰岩36.6%、酸性～中性半深成岩類8.3%、酸性～中性深成岩類5.4%、古期堆積岩類43.9%となり、古期堆積岩類には砂岩

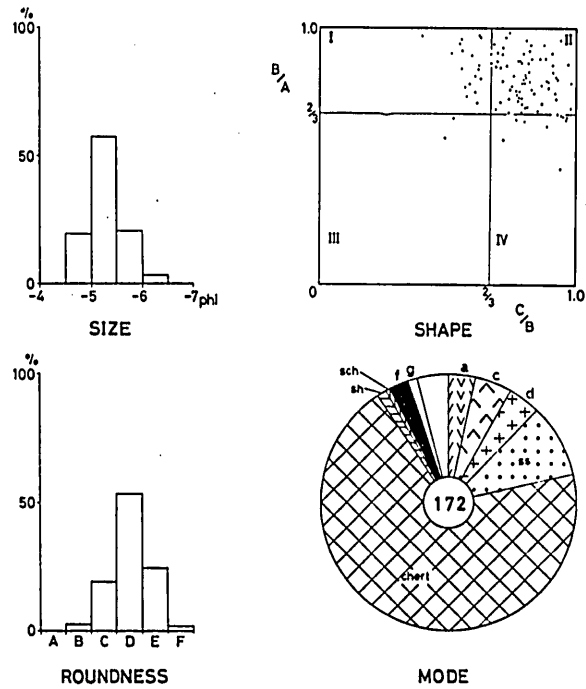


FIG. 48 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Arida Formation (ACG04).

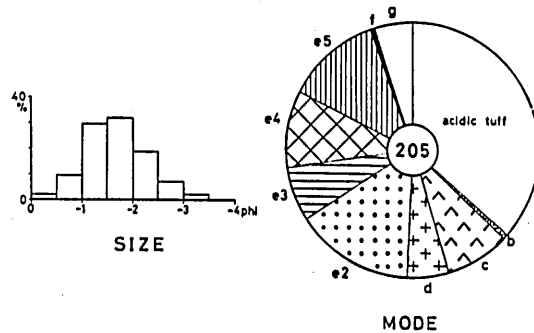


FIG. 49 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Nishihiro Formation (ACG05).

(15.1%), 頁岩 (9.8%), チャート (6.8%) および輝緑凝灰岩 (12.2%) が含まれる。

③ ACG06……湯浅東方の平野付近の礫岩で130個の礫について検討した (Fig. 50)。圧倒的多数の酸性凝灰岩 (83.1%) が含まれ、その他にチャート (6.9%), 砂岩 (5.4%) などがある。

(d) 井関層

井関東方の下部砂岩層中の礫岩, ACG07 より77個の礫を取り出して検討した (Fig. 51)。

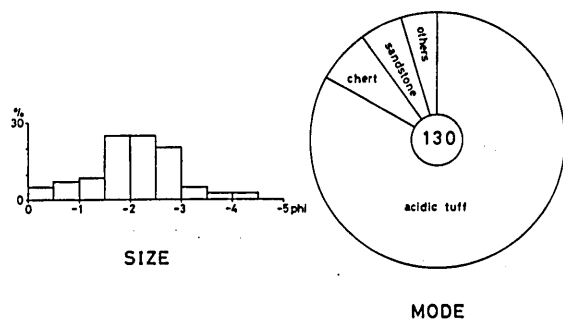


FIG. 50 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Nishihiro Formation (ACG06).

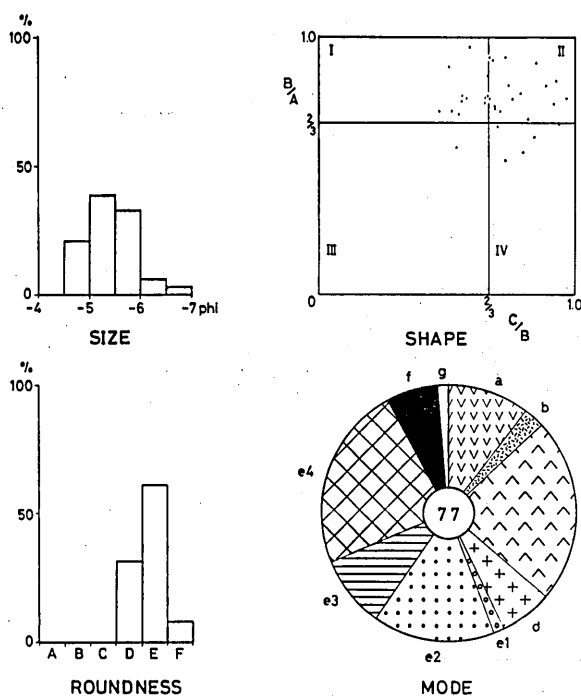


FIG. 51 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Izeki Formation (ACG07).

礫径は-4.5~-7.0φで、形態としては Equant (球状) のものと Disks (円盤状) のものが多い。円磨度では E (Rounded), D (Subrounded) および F (Well-rounded) タイプがある。礫組成は、下位の湯浅層や有田層のものと比較して、古期堆積岩類の含有量が減少し (49.4%, うちチャート23.4%, 砂岩15.6%, 頁岩9.1%), かわって酸性~中性半深成岩類 (23.4%), 酸性火山岩~火山碎屑岩 (10.4%), 酸性~中性深成岩類 (6.5%) など酸性~中性の火成岩類が相対的に増加してくる。変成岩類が6.5% (泥質~砂質片岩2.6%, 泥質ホル

ンフェルス3.9%) 含まれる。泥質ホルンフェルスは領家帯の弱変成部のものによく似ている。

(e) 松原層

川口北東の有田川沿いに露出する松原層下部の砂岩層中にはさまれる礫岩, ACG08 (位置は Fig.5 参照) より92個の礫を取り出して検討した (Fig. 52)。礫径は $-4.0 \sim -7.0 \phi$ で, 礫

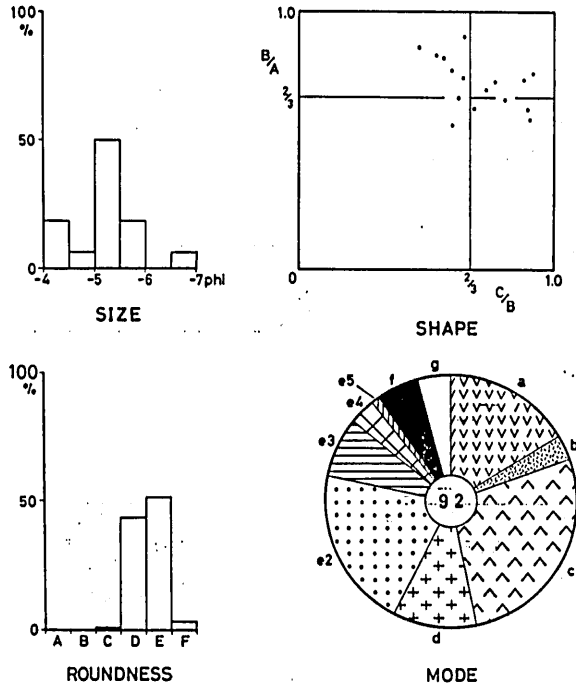


Fig. 52 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Matsubara Formation (ACG08).

の形態は Disks (円盤状) と Equant (球状) のものが多い。円磨度は D (Subrounded), E (Rounded) タイプが大半を占め, C (Subangular), F (Well-rounded) タイプがわずかにある。礫組成では, 井関層のものよりさらに酸性~中性の火成岩類が多くなり, 酸性~中性半深成岩類27.2%, 酸性火山岩~火山碎屑岩類16.3%, 酸性~中性深成岩類10.9%, 中性火山岩~火山碎屑岩類3.3%と算定される。これに対応して古期堆積岩類は減少し, 32.6% (うち, 砂岩20.7%, 頁岩7.6%) となる。変成岩類は5.4%で, ミロナイト (2.2%), 片麻岩 (2.2%), ホルンフェルス (1.1%) が含まれる。なお, 松原層の礫岩中の花崗岩礫と変成岩礫については, 加納 (1969, 1970) による詳細な岩石学的研究がある。

(f) 二川層

岩野河北方にあらわれる二川層上部砂岩層の基底にある礫岩, ACG09 (位置は Fig. 5 参照) につき薄片で209個の礫を調べた (Fig. 53)。礫径は $-0.5 \sim -5.5 \phi$ で, 酸性~中性の火成岩類が39.0%を占め, その量は松原層におけるより少なくなる。古期堆積岩類は39.2%で,

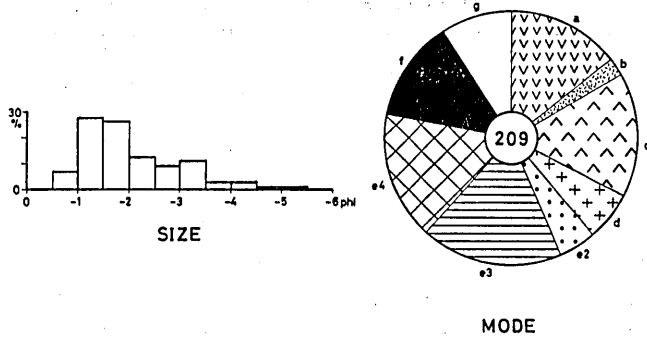


FIG. 53 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Futakawa Formation (ACG09).

頁岩(18.2%), チャート (16.3%) および砂岩 (4.8%) が含まれる。変成岩類が他のどの地層よりも多く、12.9%に達する。とくにホルンフェルス (9.6%) がかなり目立ち、領家帯によくみられる黒雲母-白雲母片状ホルンフェルスに酷似したものがある。

B. 物部川流域

1. 砂岩

物部川の支流の日比原川、楮佐古川および笹川のルート沿いとその周辺より、領石層22個、柚ノ木層34個、日比原層35個、永瀬層10個および楮佐古層10個、計111個の砂岩を採集し、薄片による粒度分析および主成分鉱物組成分析を行ったが、その結果はすでに MIYAMOTO et al. (1974) に報告したので、ここでは要約と若干の付帯事項を記述するにとどめる。

(a) 粒度分析

個々の砂岩について算出した粒度係数は MIYAMOTO et al. (1974) にあげてあるので、ここでは省略し、FOLK et al. (1957) による評価を基準とした砂岩の組織型 (textural type) の各累層における頻度を Table 15 に示した。ここで取り扱った砂岩の平均粒径は、下位から上位までの各層とも同じような範囲にあって一般に 1.5~3.3φ の間にはいり、平均値は、領石層 2.17φ, 柚ノ木層 2.31φ, 日比原層 2.37φ, 永瀬層 2.07φ, 楮佐古層 2.43φ となる。分級度の範囲は各累層においておよそ 0.4-1.3で、全体の平均は約 0.7であり、Table 15 から

TABLE 15 NUMBER FREQUENCY OF TEXTURAL TYPES IN EACH FORMATION

	Sorting Index			Skewness			Kurtosis			
	W	M	P	N	S	P	VP	P	M	L
Ryoseki F.	1	20	1		6	14	2	3	14	5
Yunoki F.	3	29	2		9	22	3	4	18	12
Hibihara F.	6	22	7	2	13	19	1	6	17	12
Nagase F.	2	8			4	4	2		3	7
Kajisako F.	2	8		2	7	7		3	4	3

Sorting Index by W: well sorted, M: moderately sorted, P: poorly sorted, Skewness by N: negative, S: symmetrical, P: positive, VP: very positive, Kurtosis by P: platykurtic, M: mesokurtic, L: leptokurtic.

わかるように、約80%は moderately sorted のタイプに属する。歪度についてみると、平均値は領石層0.16、柚ノ木層0.15、日比原層0.11、永瀬層0.15、楮佐古層0.10となり、試料の大部分は positively skewed あるいは symmetrical のタイプに属する。尖度に関しては、各累層とも平均値は約1.05であり、ほとんどのものが mesokurtic あるいは leptokurtic のタイプを示す。このように粒度係数を基準とした砂岩の組織型には、5つの累層の間で顕著な差を認めることができない。

粒度係数間の分散図は堆積環境に関する情報をとらえるのに有効であると主張されてきた (FRIEDMAN, 1961, 1967; SHEPARD et al., 1961; FOLK, 1962; DUANE, 1964; MARTINS, 1965; CHAPPEL, 1967; MOIOLA et al., 1968; MCKINNEY et al., 1970 など)。物部川盆地の5層からの試料をもとに描かれた分散図 (Fig. 54-57) においては、各粒度係数のすべての組み合わせに関して明らかな傾向を認めることはできず、またお互いの地層を識別することもできない。

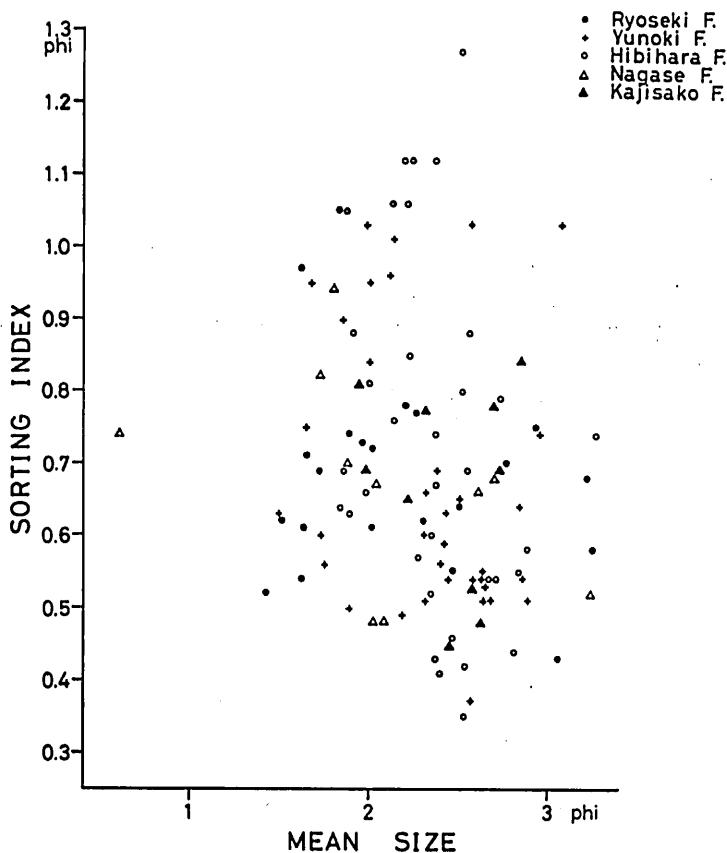


Fig. 54 Scatter plot of sorting index versus mean size in the Cretaceous sandstones of the Monobegawa valley.

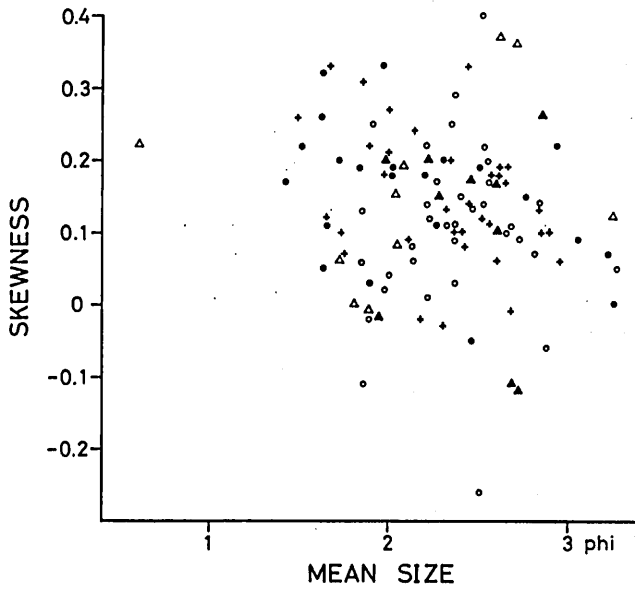


FIG. 55 Scatter plot of skewness versus mean size in the Cretaceous sandstones of the Monobegawa valley.

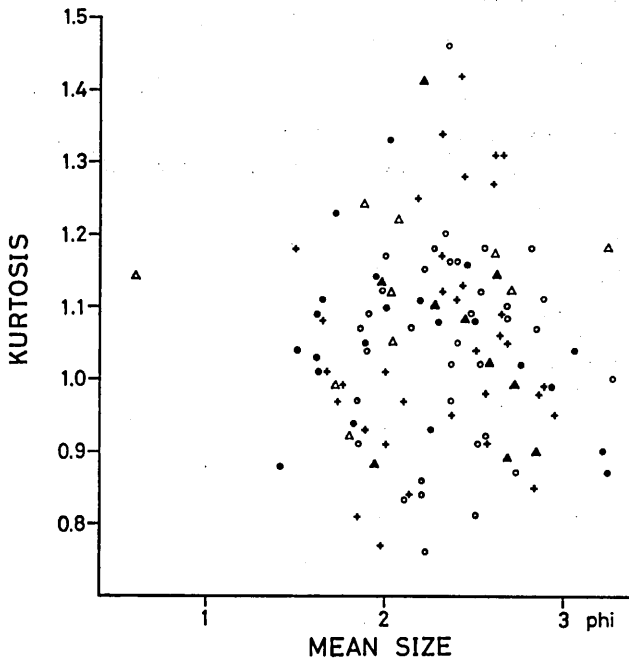


FIG. 56 Scatter plot of kurtosis versus mean size in the Cretaceous sandstones of the Monobegawa valley.

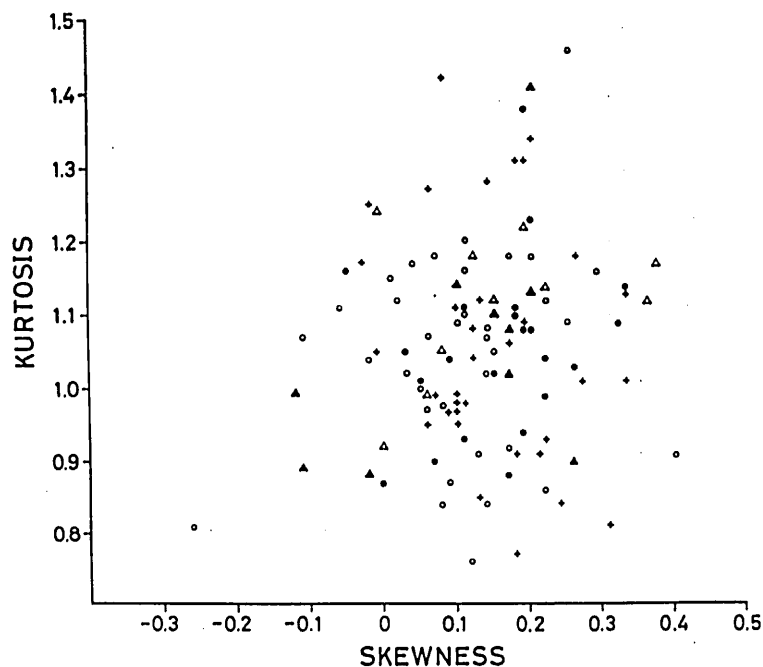


Fig. 57 Scatter plot of kurtosis versus skewness in the Cretaceous sandstones of the Monobegawa valley.

(b) 主成分鉱物組成分析

個々の標本についての主成分鉱物の含有量は MIYAMOTO et al. (1974) にあげたので、これから求めた各成分の平均を累層ごとに Table 16 に示す。

主成分鉱物組成に基づく砂岩型の分類に関しては多くの問題が残されているが、ここではこの問題にはふれず、岡田 (1971) が提案した分類基準に従い、各累層ごとに三角ダイヤグ

TABLE 16 AVERAGE (%) OF MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH FORMATION

	Ryoseki F.	Yunoki F.	Hibihara F.	Nagase F.	Kajisako F.
Quartz	19.6	22.4	18.1	23.7	17.7
non-undulose	12.2	15.9	12.5	14.0	10.4
undulose	7.4	6.5	5.6	9.7	7.4
Feldspar	21.7	32.4	39.8	28.8	32.0
orthoclase	13.3	18.8	20.8	15.1	17.1
plagioclase	8.4	13.6	19.0	13.7	14.9
Rock Fragments	28.2	21.8	19.0	18.3	17.6
chert	11.0	5.1	3.8	5.6	6.1
others	17.1	16.7	15.2	12.7	11.5
Matrix	30.6	23.4	23.1	29.2	32.7
No. of samples	22	34	35	10	10

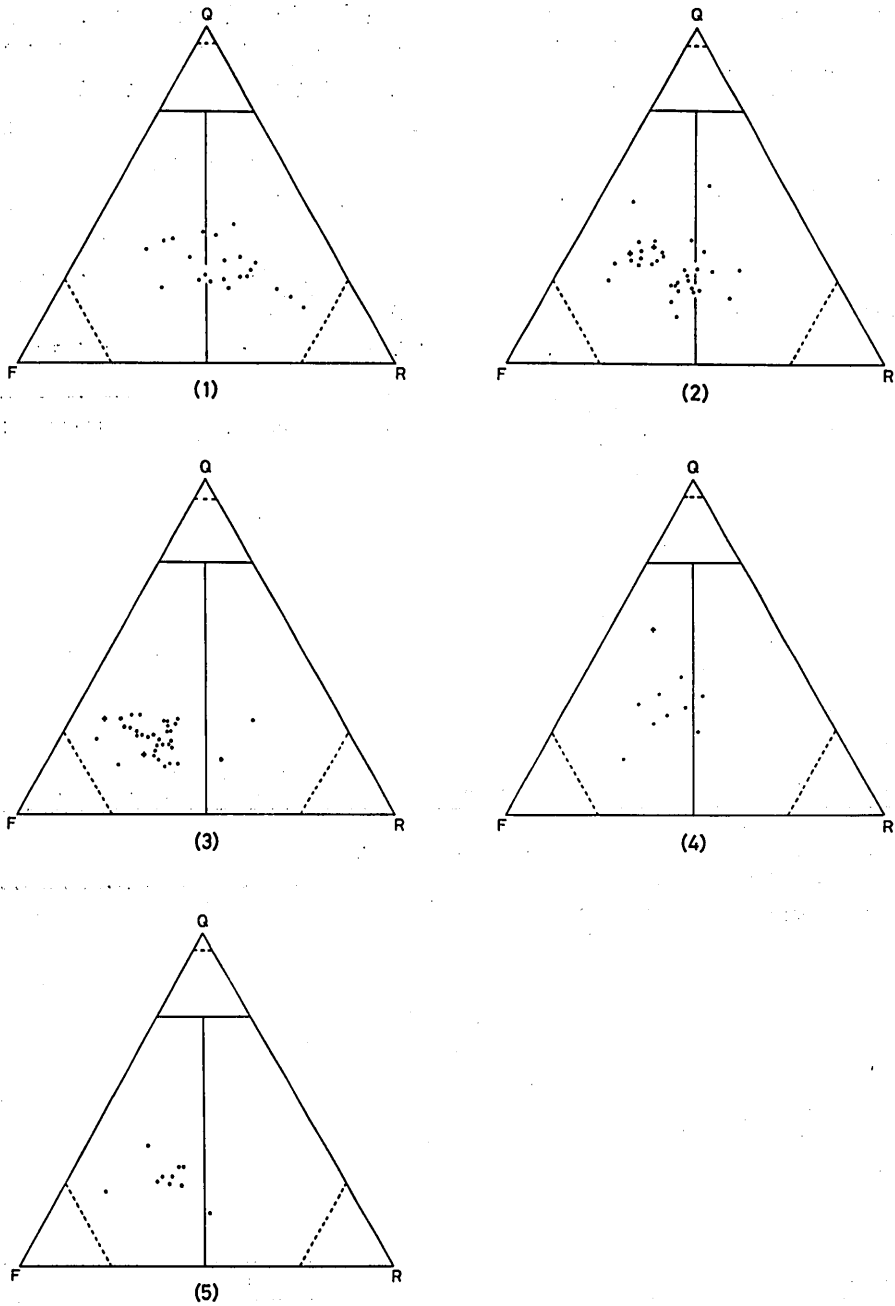


FIG. 58 Compositional diagram of the Cretaceous sandstones in the Monobegawa valley.
 (1): Ryoseki F., (2): Yunoki F., (3): Hibi-hara F., (4): Nagase F., (5): Kajisako F.
 Dot shows the wacke, and cross shows the arenite. Symbols are identical with those of Fig. 22.

TABLE 17 NUMBER FREQUENCY OF LITHOLOGICAL TYPES OF THE CRETACEOUS SANDSTONES IN THE MONOBEGAWA VALLEY

	Arenite		Wacke	
	Feld-spath.	Lithic	Feld-spath.	Lithic
Ryoscki F.			8	14
Yunoki F.	2		25	7
Hibihara F.	2		31	2
Nagase F.	1		7	2
Kajisako F.			9	1

ラムを Fig. 58 に描いた。これによると、当地域の砂岩は長石質アレナイト、長石質ワッケおよび石質ワッケの3型に分類される。各層における頻度をみると (Table 17), 領石層では石質ワッケが卓越するのに対して、それ以上では長石質ワッケが卓越していることがわかる。全体としては、大部分のものが基質に富むいわゆる“グレイワッケ”型砂岩で代表されているといえる。

Table 16 と Fig. 58 から、白亜紀における

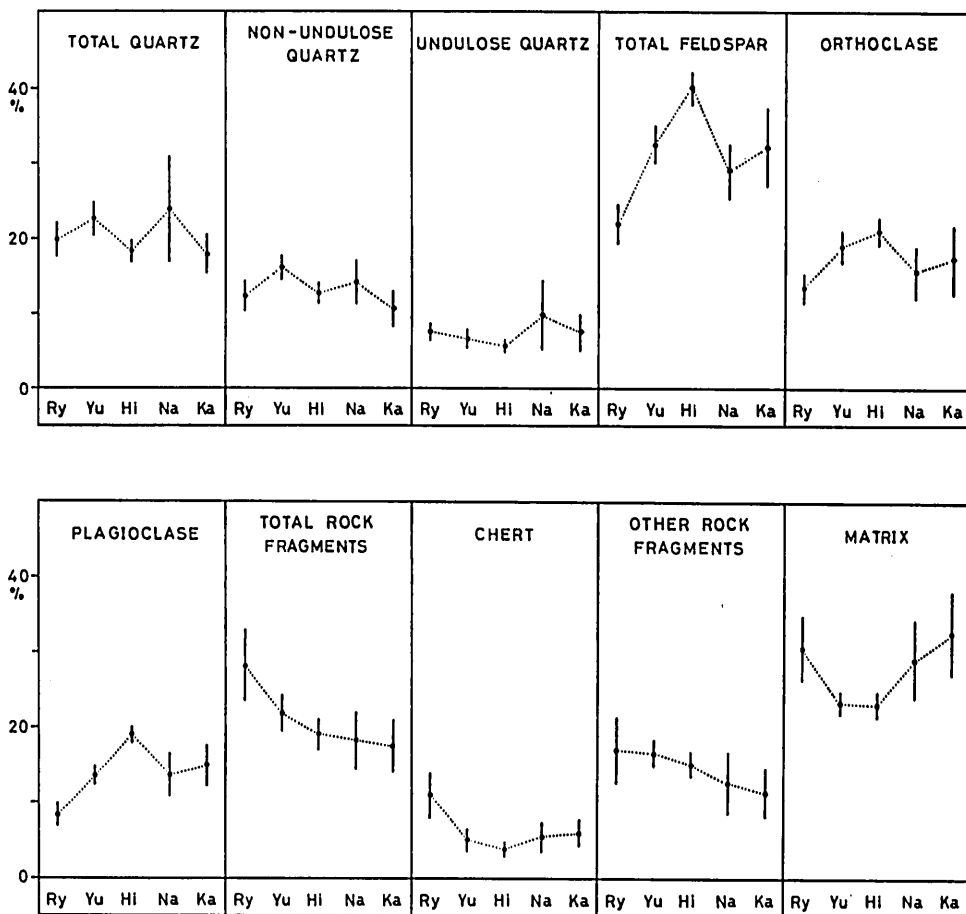


FIG. 59 Stratigraphical variation of the major mineral components in sandstones of the Monobegawa valley. Dot shows the sample mean and solid line shows the confidence interval of the population mean at 95% confidence coefficient. The symbols of Ry, Yu, Hi, Na and Ka show the samples of the Ryoscki, the Yunoki, the Hibihara, the Nagase and the Kajisako Formation, respectively.

堆積輪廻の更新に応じた砂岩の主成分鉱物含有量の層序的変遷がおよそ判断されるが、それをより明確かつ客観的に知るため、統計学的手法 (WELSH, 1967; NAKAI, 1971 など) を用いて地層間の比較を行った。その結果は MIYAMOTO et al. (1974) に詳述したので、主成分鉱物のおおのについての母平均の層序的変遷を Fig. 59 に示すにとどめ、ここにはふれない。1例だけ説明すると、領石層と上位の柚ノ木層の間で各主成分鉱物の含有量の母平均を比較して統計的に有意な差があるのは、波動消光しない石英、全長石、カリ長石、斜長石、全岩片、チャートおよび基質量である。このような比較の上になつてとくにいえることは、長石量が下部白亜系の中で領石層から柚ノ木層、さらに日比原層へと徐々に増加し、上部白亜系の永瀬層になると突然減少するということと、岩片の量が白亜系を通じて徐々に減少するということである。

平均粒径と主成分鉱物含有量との関係を示す分散図を Fig. 60-63 に描いた。白亜系全体としてみて、平均粒径が細粒になると、石英と岩片量が減少し長石と基質量が増加する傾向があり、この傾向は累層ごとに分けてみても認めることができる。

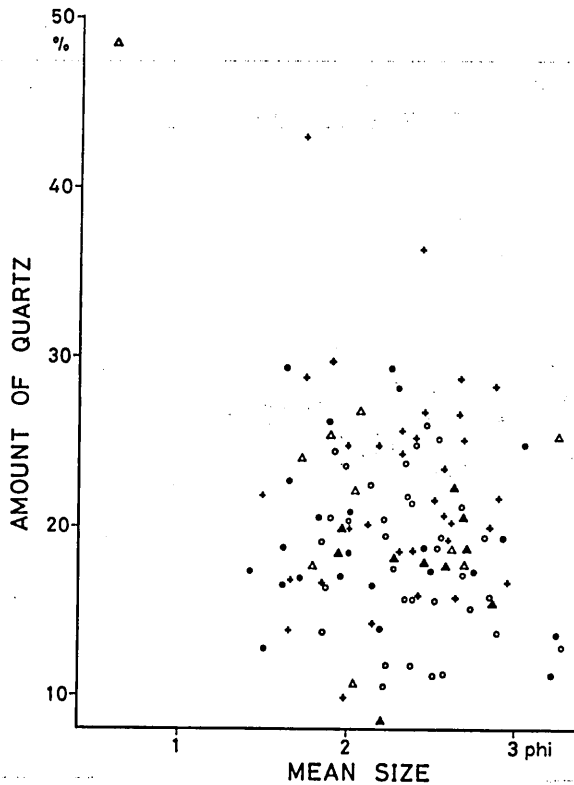


Fig. 60 Scatter diagram of quartz content versus mean size in the Cretaceous sandstones of the Monobegawa valley.

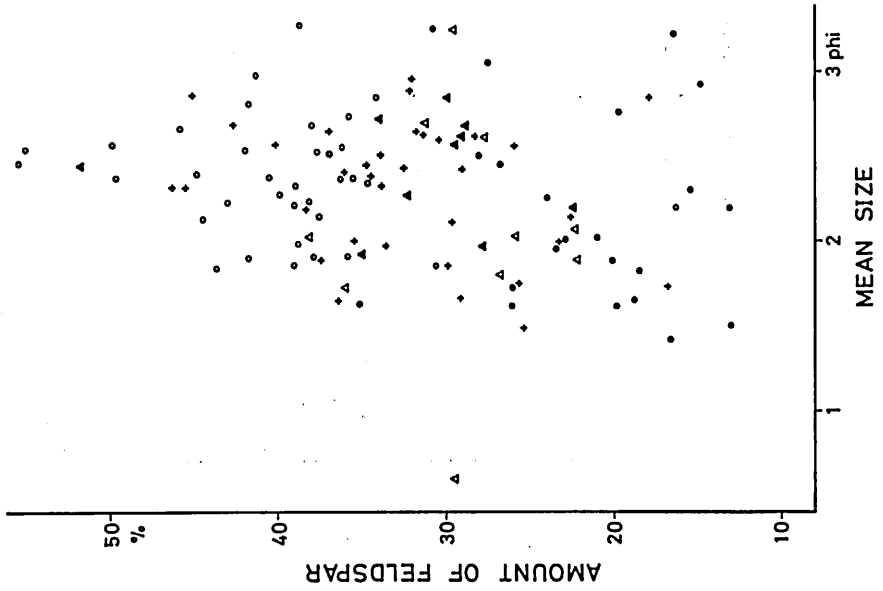
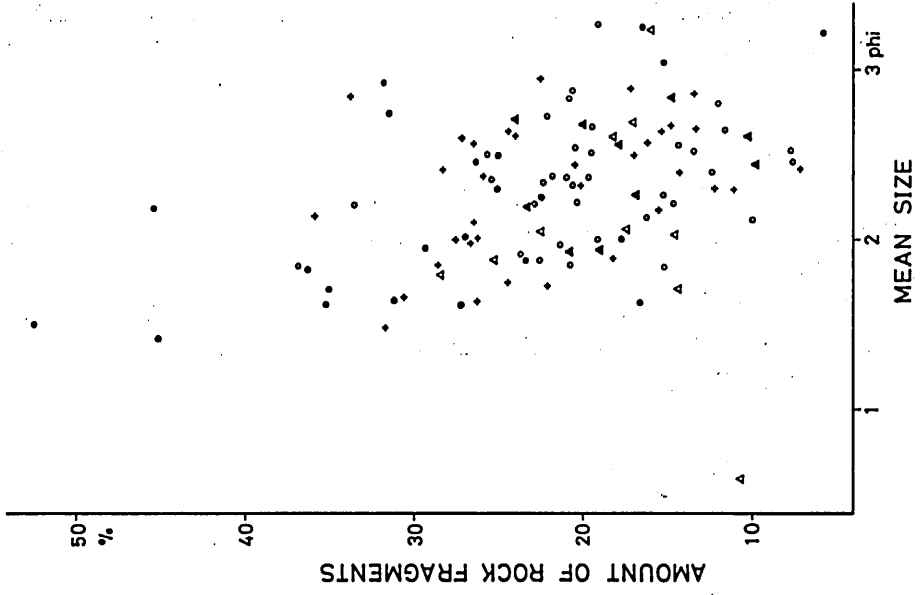


Fig. 62 Scatter diagram of rock fragments content versus mean size in the Cretaceous sandstones of the Monobegawa valley.

Fig. 61 Scatter diagram of feldspar content versus mean size in the Cretaceous sandstones of the Monobegawa valley.

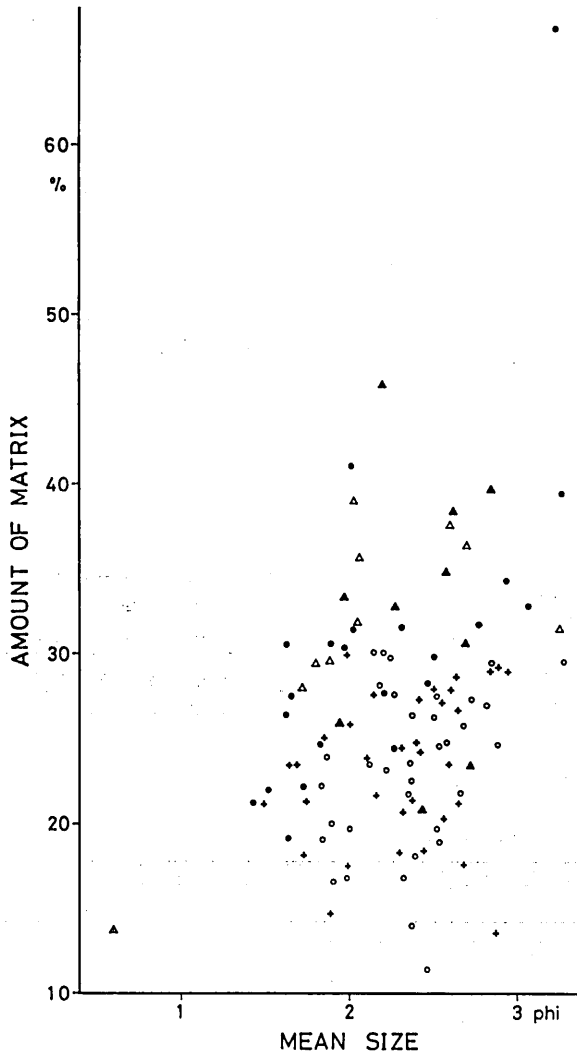


Fig. 63 Scatter diagram of matrix content versus mean size in the Cretaceous sandstones of the Monobegawa valley.

「追記」

Miyamoto et al. (1974) では調査を実施しなかった久保川沿いのルート (MG ルートとよぶ) にそって領石層 5 個, 柚ノ木層 8 個, 日比原層 7 個, 合計 20 個の砂岩を採集し粒度分析と主成分鉱物組成分析を行ったので, ここに追記しておく (MG06, MG18 および MG20 の 3 試料については粒度分析しか行っていない。採集地点の地理的ならびに層序的位置はそれぞれ Fig. 14 と Fig. 16 参照)。分析結果を Table 18-19 に, 各層についての平均値を Table 20 に示し, Fig. 64 に三角ダイヤグラムを描いた。

TABLE 18 QUANTITATIVE DATA ON SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE LOWER CRETACEOUS FORMATIONS OF THE KUBOKAWA ROUTE IN THE MONOBEGAWA VALLEY

Sample No.	Mean size	Sorting index	Skewness	Kurtosis
MG01	1.79	0.54	-0.14	1.00
MG02	2.17	0.89	0.00	0.80
MG03	2.39	0.57	0.14	1.08
MG04	2.46	0.56	0.20	1.06
MG05	2.80	0.69	0.04	1.04
MG06	2.17	0.59	0.05	1.11
MG07	1.99	0.74	0.02	1.08
MG08	1.96	0.48	0.03	1.17
MG09	2.13	0.51	0.06	1.08
MG10	2.38	0.32	0.18	1.14
MG11	1.80	0.43	-0.22	1.08
MG12	1.99	0.60	-0.01	0.86
MG13	1.91	0.45	0.00	1.16
MG14	1.92	0.46	-0.01	1.05
MG15	1.62	0.62	0.13	1.28
MG16	2.19	0.39	0.18	1.12
MG17	2.42	0.54	0.09	1.29
MG18	1.50	0.64	0.18	1.11
MG19	2.54	0.45	0.21	1.14
MG20	2.40	0.38	-0.04	0.92

粒度係数には各層間にほとんど差はないが、主成分鉱物含有量には大きな差が認められる。平均値をみると石英量は領石層で13.3%であるのに対し、柚ノ木層・日比原層ではそれぞれ24.6%、24.2%と倍近くなる。全長石量は、すでに報告した他のルートと同様に、領石層、柚ノ木層、日比原層と上位になるにつれて徐々に増加する。カリ長石は2.0%→6.2%→9.3%、斜長石は11.7%→23.1%→22.2%である。また岩片量は、これも他のルートの場合と同様、上位に向かって減少し(36.8%→23.9%→20.4%)、とくにチャートを含む堆積岩片が減っている。基質も同じく時間の経過とともに減少する。ただし、岩片の中でも火山岩片は逆に増加している(6.5%→15.1%→14.7%)ことに注意すべきである。

2. 礫 岩

物部川流域の秩父帯白亜系の中で、下部白亜系には礫岩が種々の層準に発達しており、とくに領石層の下部、柚ノ木層の中・下部お

TABLE 19 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE LOWER CRETACEOUS FORMATIONS OF THE KUBOKAWA ROUTE IN THE MONOBEGAWA VALLEY

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	S	Vo	P	M	T	
MG01	13.3	1.5	14.4	16.0	9.0	1.3	18.3	5.8	0.8	1.3	36.3	34.4
MG02	12.1	2.0	6.2	8.2	17.7	1.0	19.4	5.2	1.6	0.9	45.8	33.9
MG03	13.0	1.9	13.0	14.9	8.9	3.8	13.1	4.1	0.9	0.3	31.1	41.1
MG04	15.9	2.3	13.0	15.3	10.6	1.9	12.8	9.7	0.9	1.0	36.8	32.0
MG05	12.4	2.4	12.1	14.5	6.1	3.6	13.7	7.8	1.3	1.3	33.8	39.3
MG07	28.0	4.1	16.1	20.2	11.6	1.0	6.2	7.4	0.6	0.4	27.1	24.8
MG08	25.1	7.8	27.2	35.0	0.8	1.0	2.5	12.1	2.1	0.0	18.4	21.5
MG09	21.6	8.9	26.8	35.8	1.0	1.6	2.2	10.7	0.9	0.0	16.3	26.3
MG10	23.8	5.4	30.8	36.2	0.2	1.2	2.3	10.8	4.7	0.0	19.1	20.9
MG11	29.0	6.8	25.3	32.1	1.0	0.7	0.4	18.2	2.5	0.2	22.9	16.0
MG12	19.2	2.3	7.5	9.8	7.1	0.4	4.7	30.7	1.3	0.0	44.2	26.7
MG13	25.5	8.0	28.1	36.1	0.1	1.5	0.1	15.7	1.6	0.0	19.0	19.4
MG14	36.9	6.0	18.0	24.0	0.9	0.5	2.6	14.4	1.1	0.0	19.4	19.7
MG15	14.4	4.9	24.3	29.2	1.1	0.4	6.1	25.6	2.2	0.0	35.3	21.1
MG16	27.4	10.1	19.1	29.1	0.1	0.9	2.9	13.6	1.1	0.2	18.7	24.7
MG17	16.7	11.4	23.0	34.4	0.2	0.2	2.7	12.3	0.3	0.0	15.7	33.2
MG19	25.8	14.3	26.5	40.8	0.1	2.3	1.3	7.8	1.2	0.0	12.7	20.7

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, S: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

TABLE 20 AVERAGE OF MAJOR MINERAL COMPONENTS AND SIZE PARAMETERS OF SANDSTONES FROM THE LOWER CRETACEOUS FORMATIONS OF THE KUBOKAWA ROUTE IN THE MONOBEGAWA VALLEY

	Ryoseki F.	Yunoki F.	Hibihara F.
Quartz	13.3%	24.6%	24.2%
Feldspar	13.8	29.3	31.5
orthoclase	2.0	6.2	9.3
plagioclase	11.7	23.1	22.2
Rock Fragments	36.8	23.9	20.4
chert	10.5	3.1	0.5
mica	2.3	1.1	0.9
sedimentary	15.5	2.6	3.1
volcanic	6.5	15.1	14.7
plutonic	1.1	2.0	1.2
metamorphic	1.0	0.1	0.0
Matrix	36.1	22.2	23.9
Mean size	2.32 phi	2.04 phi	2.08 phi
Sorting	0.65	0.52	0.50
Skewness	0.05	0.01	0.11
Kurtosis	1.00	1.09	1.13

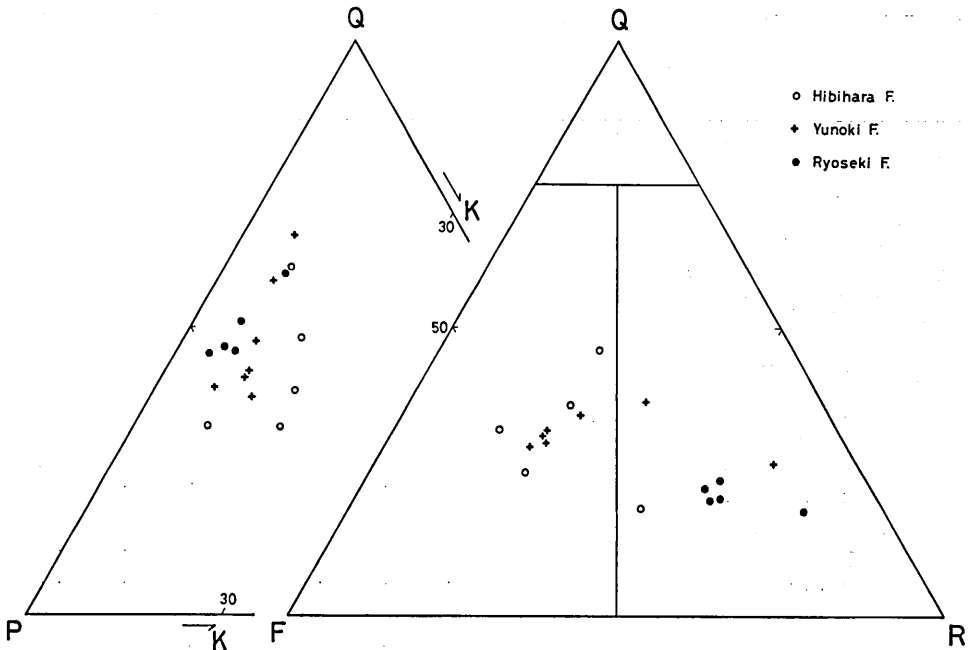


FIG. 64 Compositional diagram of sandstones from the Lower Cretaceous Formations of the Kubokawa route in the Monobegawa valley.

よび日比原層の下部に顕著である。上部白亜系になると細粒相が卓越し、礫岩はレンズ状のものはさまれるにすぎない。当地域の白亜系中の礫岩については、甲藤ほか (1956) による礫の組成についての簡単な報告があるだけである。碎屑物の供給源を推定するための重要な手がかりの1つとして、今回、新たに詳細な検討を行った。選んだ地点は領石層7 (MCG 01-07), 柚ノ木層10 (MCG08-17), 日比原層6 (MCG18-23), 永瀬層1 (MCG24) の計24地点である。その位置は Fig. 65 に示してある。研究方法は湯浅—有田川流域においてとったと同じであり、固結度の弱い礫岩からは個別に礫をとりだし、固結度の強い礫岩については各数枚の薄片を作製した。検討の結果は Table 21-23 と Fig. 66-89 に示す。

種々の岩石が礫として含まれ、湯浅—有田川流域における同じようなクラス分けができるが、酸性—中性深成岩類を2分し、全体を通じて、a) 酸性火山岩—火山碎屑岩類, b) 中性火山岩—火山碎屑岩類, c) 酸性—中性半深成岩類, d) 酸性深成岩類, e) 中性深成岩類, f) 古期堆積岩類 (塩基性火山岩類を含む。f1: 砂岩, f2: チャート, f3: 頁岩, f4: 礫岩, f5: 輝緑凝灰岩, f6: 石灰岩), g) 変成岩類, h) その他とした。以下、各層における特徴を述べる。

(a) 領石層

谷相付近から1地点 (MCG01), 久保川沿いの大屋敷南方から3地点 (MCG02-04), 日比原川沿い柚ノ木付近から1地点 (MCG05) および楮佐古川沿い川ノ内付近から2地点 (MCG

TABLE 21 COMPOSITION (%) OF CONGLOMERATES IN EACH POINT FROM THE RYOSEKI FORMATION IN THE MONOBEGAWA VALLEY

	MCG01	MCG02	MCG03	MCG04	MCG05	MCG06	MCG07
a: Acidic volcanic — pyroclastic rocks	4.7	5.0	5.0	7.8	18.5	4.7	10.5
b: Intermediate volcanic — pyroclastic rocks	2.0	0.0	0.0	2.0	0.7	0.0	0.0
c: Acidic — intermediate hypabyssal rocks	0.0	5.0	2.5	5.9	2.1	2.4	0.6
d: Acidic plutonic rocks	1.3	5.0	0.0	0.0	3.4	1.2	2.3
e: Intermediate plutonic rocks	0.0	0.0	0.0	3.9	0.0	0.0	0.0
f: Older sedimentary and basic volcanic rocks	86.0	71.7	74.2	76.5	69.9	80.0	82.6
f1: Sandstone	57.1	10.0	9.2	47.1	3.4	20.0	3.5
f2: Chert	23.5	45.0	45.0	27.5	58.2	28.2	74.4
f3: Shale	4.0	8.3	12.5	0.0	6.9	29.4	4.1
f4: Conglomerate	0.0	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.0
f5: Schalstein	1.4	8.3	7.5	0.0	1.4	2.4	0.6
f6: Limestone	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
g: Metamorphic rocks	6.0	6.7	3.3	3.9	0.7	0.0	0.6
Schist	1.3	5.0	2.5	0.0	0.0	0.0	0.0
Hornfels	2.0	1.7	0.8	2.0	0.7	0.0	0.0
Mylonite	2.7	0.0	0.0	2.0	0.0	0.0	0.6
Gneiss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
h: Others	0.0	6.7	15.0	0.0	4.8	11.8	3.5

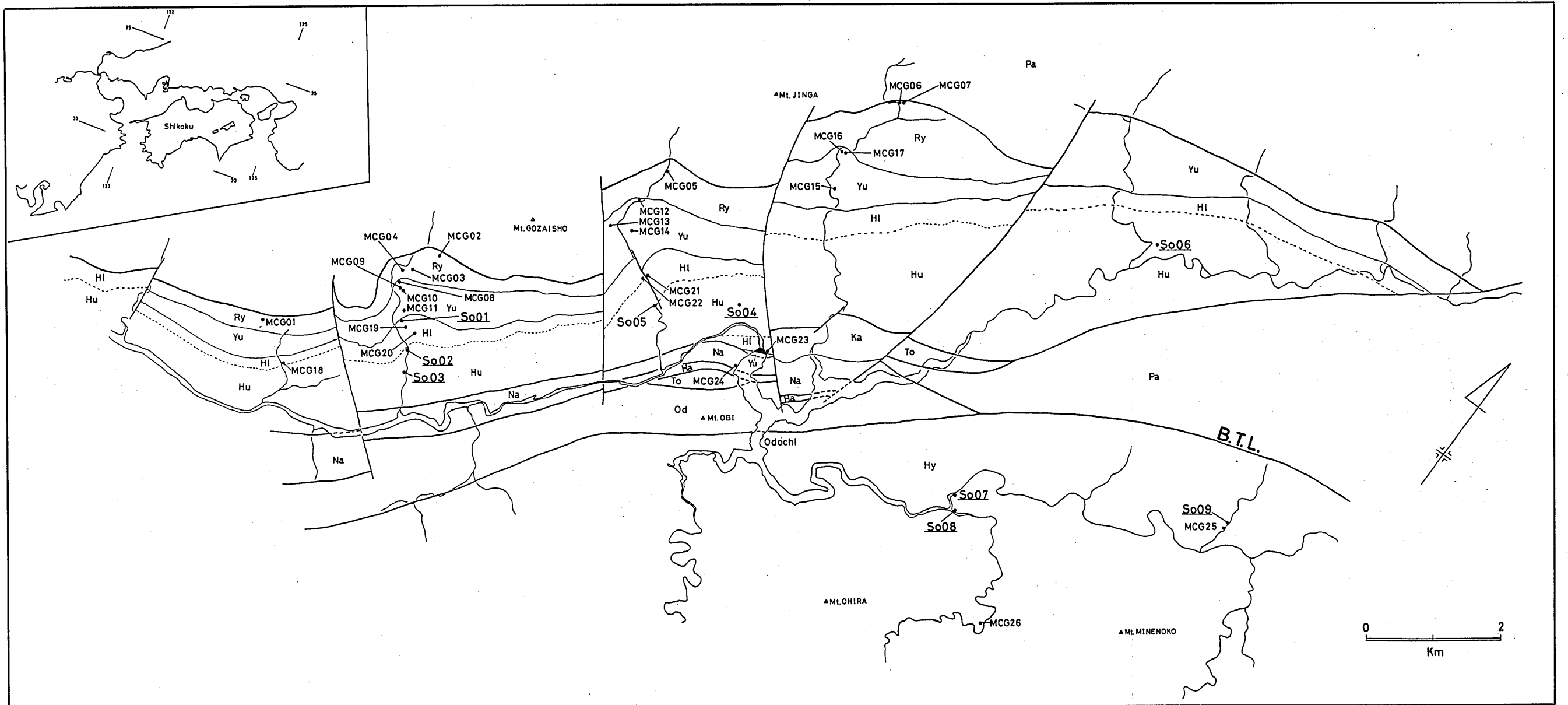


FIG. 65 Map showing the sampling localities of the examined conglomerates (MCG01-26) and the observed and examined localities of sole marks and slump structures (So01-09) in the Monobegawa valley.

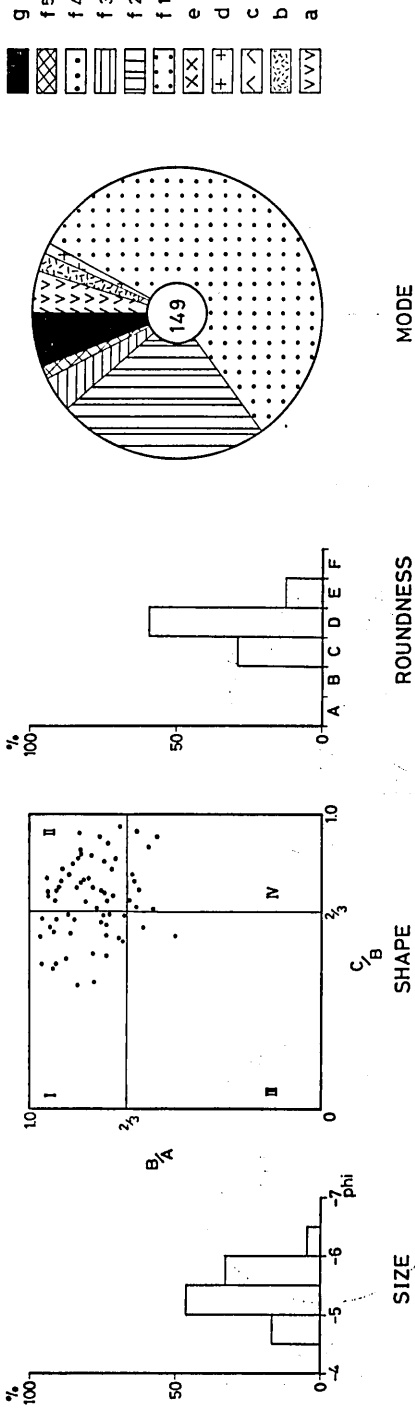


Fig. 66 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Ryoseki Formation (MCG01).

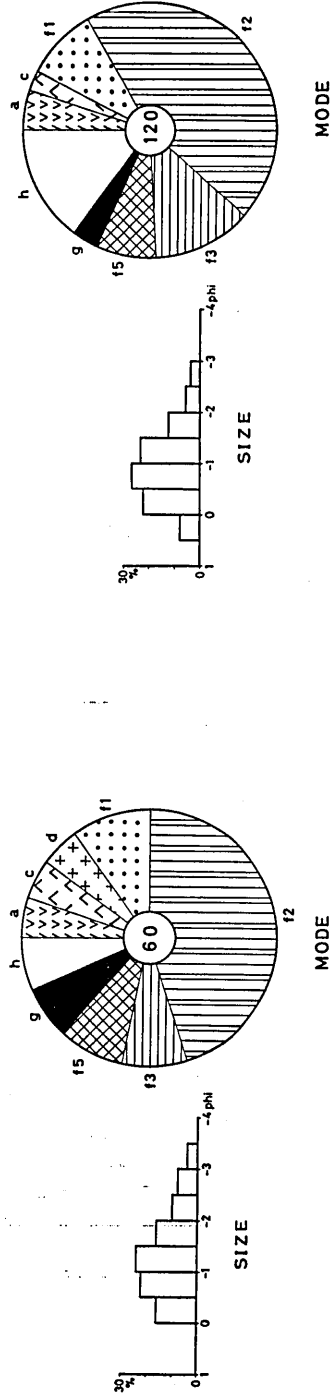


Fig. 67 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Ryoseki Formation (MCG02).

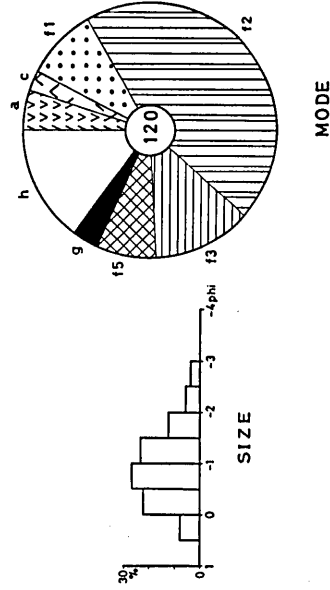


Fig. 68 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Ryoseki Formation (MCG03).

06-07), 合計 7 地点を選んだ (Table 21, Fig. 66-72)。MCG01 と MCG04 は固結度の弱い礫岩で, その他は固結度の強いものである。

MCG01 においては, 礫の大きさは $-4.5 \sim -6.5 \phi$ (22.63~90.51 mm) の中にはいり, 形態は ZINGG (1935) の分類によるクラス・ナンバー I (円盤状) と II (球状) のものが圧倒的に多い。円磨度は POWERS (1953) による D タイプ (Subrounded) が多く, C タイプ (Subangular) がこれに次ぎ, E タイプ (Rounded) も認められる。MCG02 では礫径は

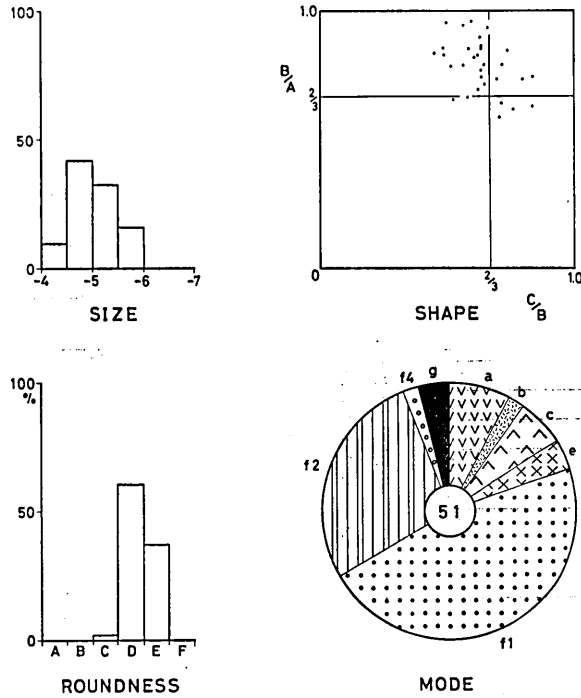


FIG. 69 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Ryoski Formation (MCG04).

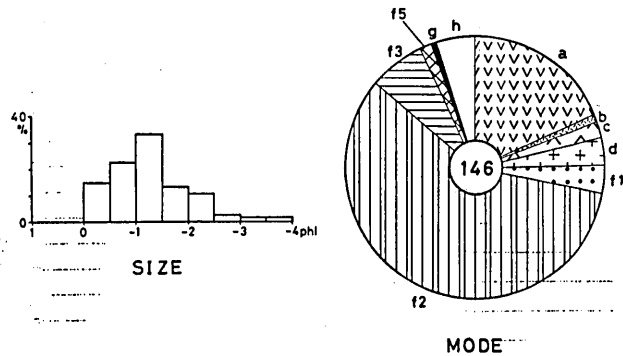


FIG. 70 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Ryoski Formation (MCG05).

0.0~−3.5 ϕ (1.00~11.31 mm), MCG03 では 0.5~−3.0 ϕ (0.71~8.00 mm) である。MCG04 においては、礫径が−4.0~−6.0 ϕ (16.00~64.00 mm) の間にあり、形態はクラス・ナンバー I (円盤状) が圧倒的に優勢であり、II (球状), III (葉片状) および IV (棒状) がわずか

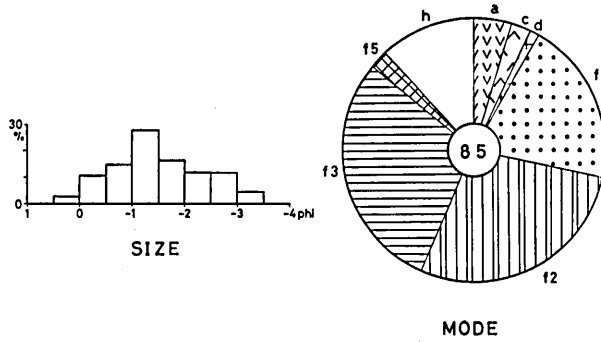


FIG. 71 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Ryoseki Formation (MCG06).

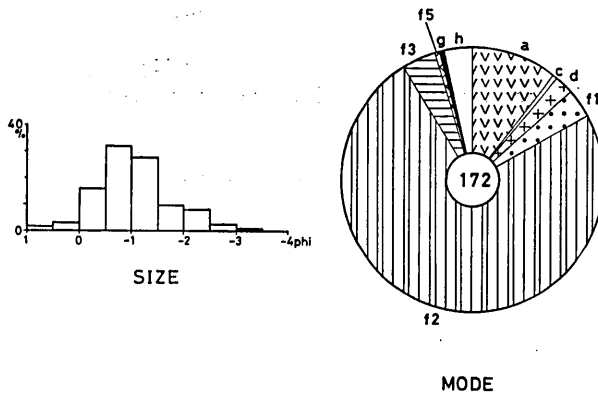


FIG. 72 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Ryoseki Formation (MCG07).

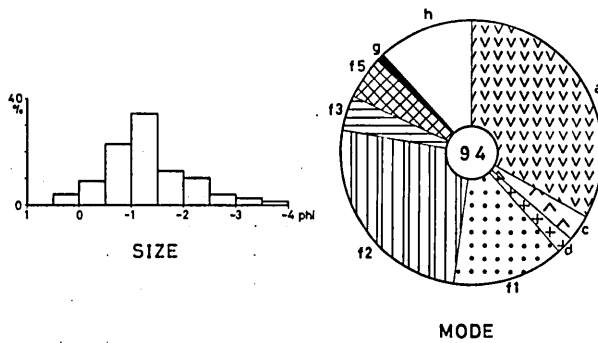


FIG. 73 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG08).

に含まれる。円磨度は D タイプ (Subrounded) がとくに多く、E タイプ (Rounded) がこれに次ぎ、C タイプ (Subangular) もわずかにみられる。MCG05 では礫径が 0.0~4.0 ϕ 、MCG06 では 0.5~4.0 ϕ 、MCG07 では 1.0~3.5 ϕ である。

礫組成を示す表および円グラフからすると、酸性~中性火成岩類が全体で平均13.8%しかなく、その内訳は酸性火山岩~火山碎屑岩類4.7~18.5%で平均8.0%、中性火山岩~火山碎屑岩類0~2.0%で平均0.7%、酸性~中性半深成岩類0~5.9%で平均2.6%、酸性深成岩類0~5.0%で平均1.9%、中性深成岩類0~3.9%で平均0.6%となる。それに対して古期堆積岩類が

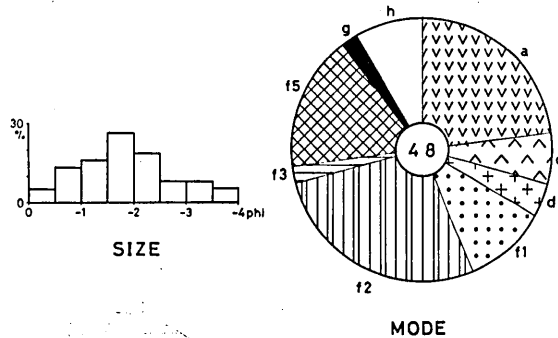


Fig. 74 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG09).

TABLE 22 COMPOSITION (%) OF CONGLOMERATES IN EACH POINT FROM THE YUNOKI FORMATION IN THE MONOBEGAWA VALLEY

	MCG08	MCG09	MCG10	MCG11	MCG12	MCG13	MCG14	MCG15	MCG16	MCG17
a: Acidic volcanic — pyroclastic rocks	33.0	22.9	16.0	22.3	42.3	12.3	36.8	35.4	34.6	27.5
b: Intermediate volcanic rocks	0.0	0.0	0.0	1.8	3.8	1.2	3.5	5.5	0.8	0.0
c: Acidic — intermediate hypabyssal rocks	3.2	6.3	3.2	6.3	7.7	3.7	3.5	22.1	7.3	9.8
d: Acidic plutonic rocks	2.1	4.2	1.1	0.0	1.9	1.2	0.0	11.0	3.5	7.8
e: Intermediate plutonic rocks	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.4	0.0	0.0
f: Older sedimentary and basic volcanic rocks	48.9	56.3	73.4	61.6	40.4	69.1	52.6	23.6	52.7	52.9
f1: Sandstone	13.8	10.4	9.6	6.3	0.0	9.9	7.0	12.5	10.0	7.8
f2: Chert	25.5	27.1	24.5	50.0	38.5	18.5	22.8	7.9	31.9	31.4
f3: Shale	4.3	2.1	10.6	3.6	0.0	8.6	7.0	2.4	8.9	13.7
f4: Conglomerate	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.0	0.0
f5: Schalstein	5.3	16.7	28.7	1.8	1.9	32.1	15.8	0.0	1.9	0.0
f6: Limestone	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
g: Metamorphic rocks	1.1	2.1	4.3	4.5	1.9	7.4	3.5	0.0	0.8	0.0
Schist	1.1	0.0	2.1	0.9	0.0	3.7	1.8	0.0	0.0	0.0
Hornfels	0.0	2.1	1.1	3.6	1.9	3.7	1.8	0.0	0.8	0.0
Mylonite	0.0	0.0	1.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Gneiss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
h: Others	11.7	8.3	2.1	3.6	1.9	4.9	0.0	0.0	0.4	2.0

69.9~86.0%, 平均して 77.3% も含まれ, 全体の約 3/4 を占める。内訳は, 砂岩 3.4~57.1% で平均 21.5%, チャート 23.5~74.4% で平均 43.1%, 頁岩 0~29.4% で平均 9.3%, 礫岩 0~2.0% で平均 0.3%, シャールスタイン 0~8.3% で平均 3.1% となり, 石灰岩は含まれていない。変成岩類は 0~6.7% で平均 3.0% であり, 結晶片岩~準片岩, ホルンフェルス, ミ

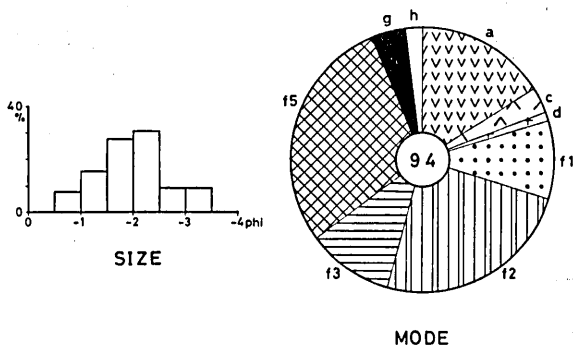


Fig. 75 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG10).

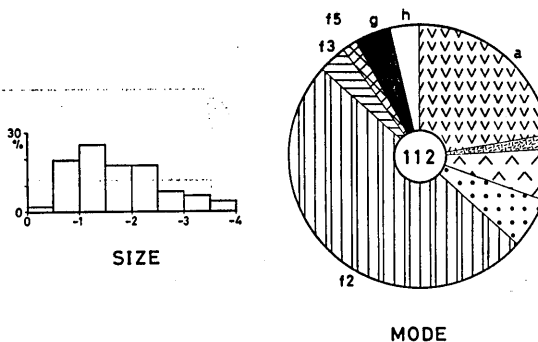


Fig. 76 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG11).

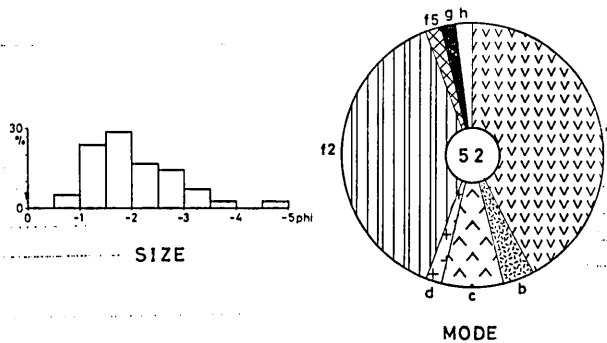


Fig. 77 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG12).

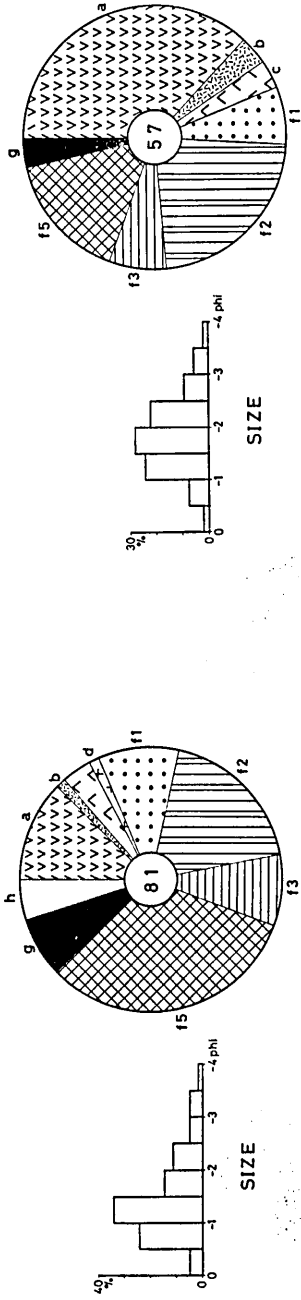


Fig. 78 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG13).

Fig. 79 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG14).

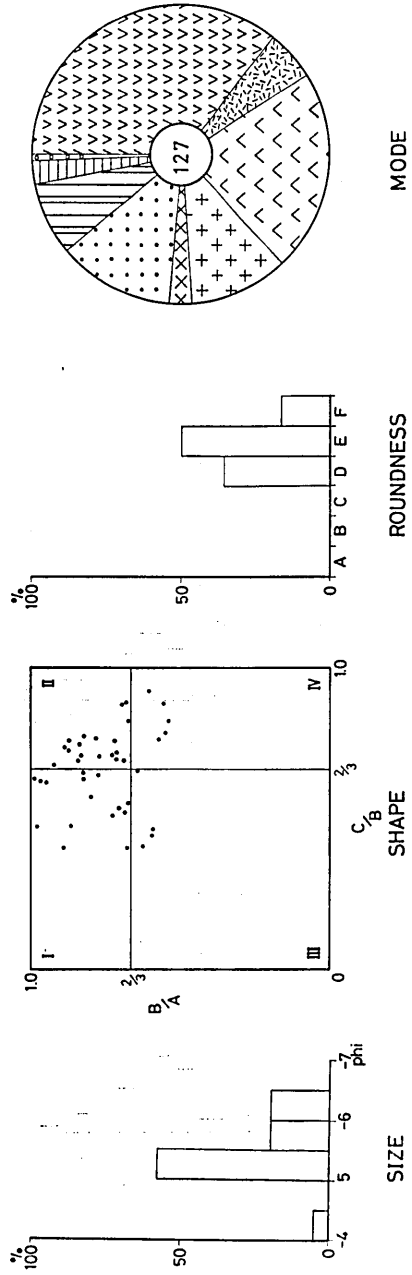


Fig. 80 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG15).

ロナイトがみられた。その他として単一鉱物などが平均6.0%ある。

(b) 柚ノ木層

久保川沿いから4地点 (MCG08-11), 日比原川沿い柚ノ木付近から3地点 (MCG12-14), 楮佐古川沿いから3地点 (MCG15-17) の合計10地点について検討した (Table 22, Fig. 73-82)。MCG15 だけが固結度の弱い礫岩である。

MCG15 をのぞいて, 礫径はすべて $0.0 \sim -4.0 \phi$ の中にはいる。MCG15 では $-4.0 \sim -6.5 \phi$ の範囲にあり, $-5.0 \sim -5.5 \phi$ のものが圧倒的に多い。同地点における礫の形態はクラス・ナンバー I (円盤状) と II (球状) が優勢であり, 円磨度は E タイプ (Rounded) が卓越し D タイプ (Subrounded) と F タイプ (Well-rounded) も含まれる。領石層の MCG01 の礫岩と比較して円磨度は良好である。

礫組成についてみると, 酸性~中性火成岩類が平均40.8%を占め, 領石層におけるよりかなり多くなる。なかでも酸性火山岩~火山砕屑岩類が12.3~42.3%, 平均28.3%と著しく目だつ。その他では, 中性火山岩~火山砕屑岩類0~5.5%で平均1.7%, 酸性~中性半深成岩類3.2~22.1%で平均7.3%, 酸性深成岩類0~11.0%で平均3.3%, 中性深成岩類0~2.4%

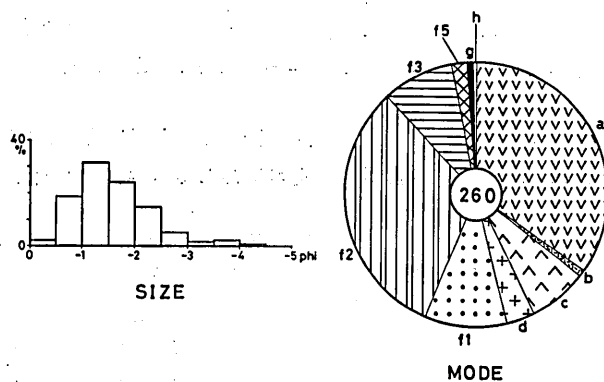


FIG. 81 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG16).

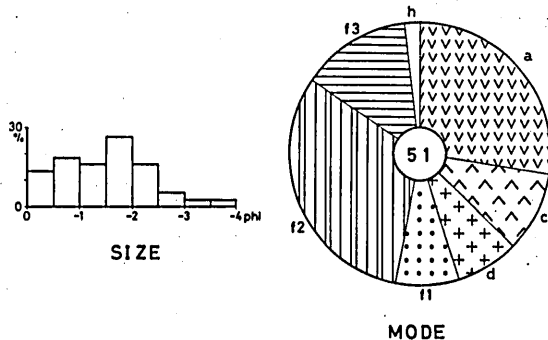


FIG. 82 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Yunoki Formation (MCG17).

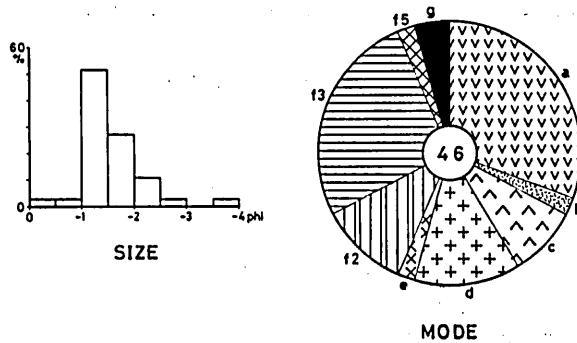


Fig. 83 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hibihara Formation (MCG18).

で平均0.2%となっている。古期堆積岩類は23.6~73.4%の範囲にあって平均53.2%と全体の約1/2を占めるが、領石層におけるよりもかなり減少している。その内訳は砂岩0~13.8%で平均8.7%，チャート7.9~50.0%で平均27.8%，頁岩0~13.7%で平均6.1%，礫岩0~0.8%で平均0.1%，輝緑凝灰岩0~28.7%で平均10.4%となり，石灰岩はみられない。変成岩類は0~7.4%，平均2.6%で量的にも内容的にも領石層と大差ない。

(c) 日比原層

谷相南東から1地点 (MCG18)，久保川沿いから2地点 (MCG19-20)，日比原川沿いの日比原付近から2地点 (MCG21-22)，および向斜南翼にあたる永瀬ダム付近から1地点 (MCG

TABLE 23 COMPOSITION (%) OF CONGLOMERATES IN EACH POINT FROM THE HIBIHARA, NAGASE AND HAYAMA FORMATIONS IN THE MONOBEGAWA VALLEY

	Hibihara F.						Nagase F. MCG24	Hayama F. MCG25
	MCG18	MCG19	MCG20	MCG21	MCG22	MCG23		
a: Acidic volcanic — pyroclastic rocks	30.4	27.7	26.3	27.4	38.3	23.5	41.0	31.5
b: Intermediate volcanic — pyroclastic rocks	2.2	8.1	1.3	1.4	1.5	3.1	4.9	5.5
c: Acidic — intermediate hypabyssal rocks	8.7	31.8	9.2	6.2	7.7	15.5	12.0	12.2
d: Acidic plutonic rocks	13.0	10.4	7.9	1.7	5.1	5.3	7.1	7.2
e: Intermediate plutonic rocks	2.2	0.0	0.0	0.0	1.0	0.9	0.0	0.0
f: Older sedimentary and basic volcanic rocks	39.1	21.4	52.6	55.8	38.3	37.2	7.7	42.5
f1: Sandstone	0.0	9.8	9.2	8.6	3.1	7.5	1.1	5.5
f2: Chert	10.9	0.0	19.7	36.6	29.1	12.4	6.6	1.7
f3: Shale	26.1	11.0	11.8	2.1	4.1	11.1	0.0	28.7
f4: Conglomerate	0.0	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
f5: Schalstein	2.2	0.0	11.8	5.8	1.5	2.7	0.0	0.0
f6: Limestone	0.0	0.0	0.0	2.7	0.5	3.5	0.0	6.6
g: Metamorphic rocks	4.3	0.6	1.3	1.0	4.1	4.9	4.9	1.1
Schist	0.0	0.0	0.0	0.7	0.5	0.4	2.2	0.0
Hornfels	2.2	0.6	0.0	0.0	2.6	4.4	1.1	1.1
Mylonite	2.2	0.0	1.3	0.3	1.0	0.0	1.6	0.0
Gneiss	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
h: Others	0.0	0.0	1.3	6.5	4.1	9.7	22.4	0.0

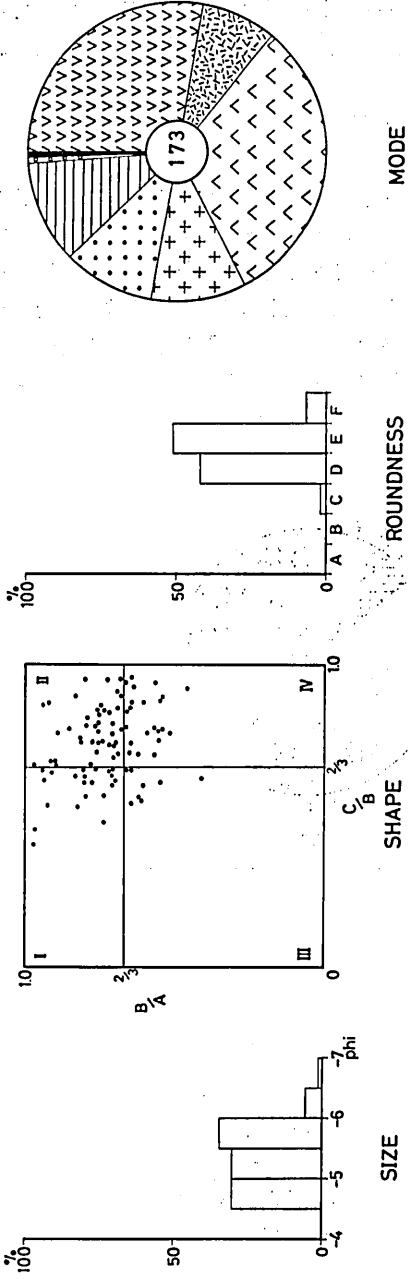


Fig. 84 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Hibihara Formation (MCG19).

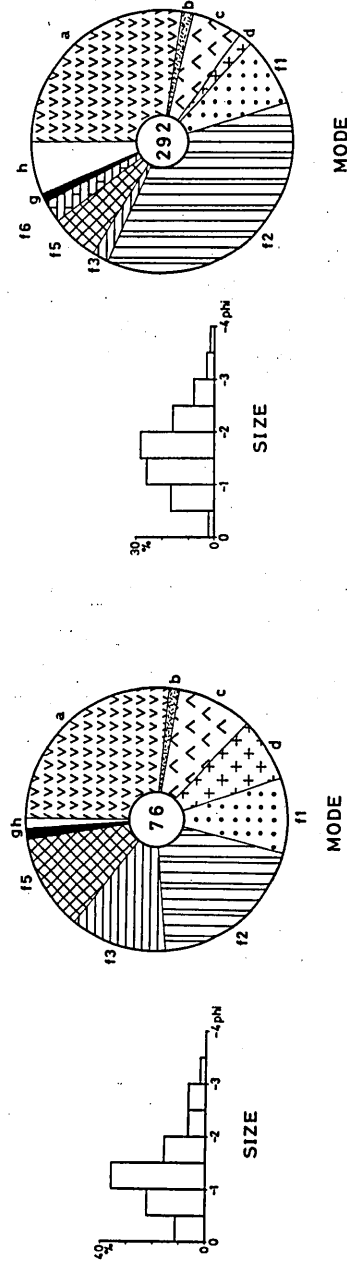


Fig. 85 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hibihara Formation (MCG20).

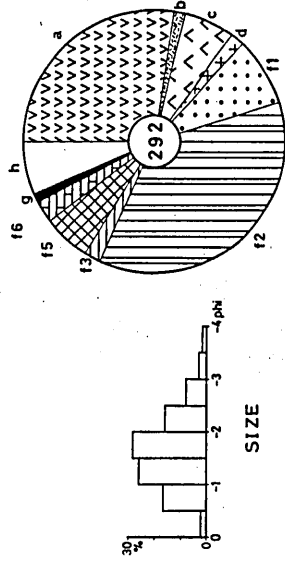


Fig. 86 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hibihara Formation (MCG21).

23) の合計 6 地点を選んだ (Table 23, Fig. 83-88)。MCG19 のみ固結度の弱い礫岩である。MCG19 をのぞいて、礫径はすべて 0.0~4.0φの間にはいり、MCG19 では-4.5~-7.0φとなる。MCG19 における礫の形態はクラス・ナンバー II (球状) のものが圧倒的であり、I (円盤状) と IV (棒状) がそれに次ぐ。同じく円磨度は柚ノ木層の MCG15 とよく似ており、EタイプとDタイプにとむ。

礫組成では、酸性~中性火成岩類の占める割合が全体で平均52.9%と柚ノ木層におけるよりさらに多くなる。内訳は、酸性火山岩~火山砕屑岩類23.5~38.3%で平均28.9%、中性火山岩~火山砕屑岩類1.3~8.1%で平均2.9%、酸性~中性半深成岩類6.2~31.8%で平均13.2%、酸性深成岩類1.7~13.0%で平均7.2%、中性深成岩類0~2.2%で平均0.7%である。古期堆積岩類は21.4~55.8%で平均40.7% (砂岩0~9.8%で平均6.4%、チャート0~36.6%で平均18.1%、頁岩2.1~26.1%で平均11.0%、礫岩0~0.6%で平均0.1%、輝緑凝灰岩0~11.8%で平均4.0%、石灰岩0~3.5%で平均1.1%) を示し、柚ノ木層の場合より全体でさらに約10%減少している。変成岩類は0.6-4.9%の範囲にあって平均2.7%となり、準片岩、ホルンフェルス、ミロナイトなどが含まれる。

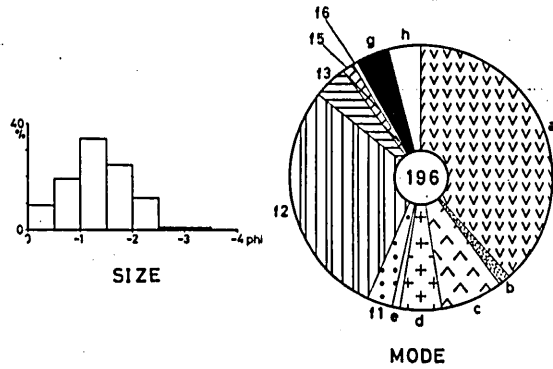


Fig. 87 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hibihara Formation (MCG22).

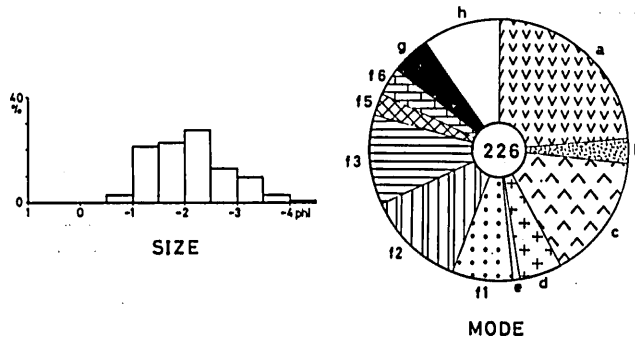


Fig. 88 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hibihara Formation (MCG23).

(d) 永瀬層

礫岩の挿入が少ないので、永瀬ダム付近の1地点 (MCG24) について調べたにすぎない (Table 23, Fig. 89)。礫径は $-0.5 \sim -4.0 \phi$ の間にはいる。礫組成では、酸性～中性火成岩類が全体として65.0%含まれ、日比原層におけるよりさらに増加する。

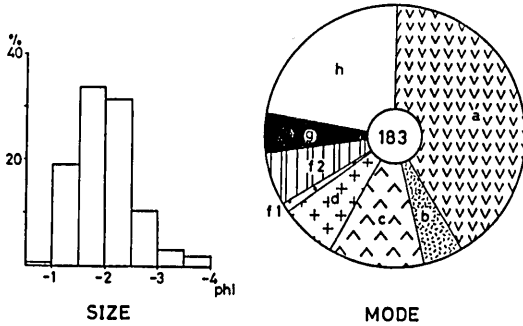


Fig. 89 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Nagase Formation (MCG24).

なかでも酸性火山岩～火山碎屑岩類が圧倒的に多く、41.0%を占める。その他に中性火山岩～火山碎屑岩類4.9%、酸性～中性半深成岩類12.0%、酸性深成岩類7.1%が含まれる。火成岩類の増加に対応して古期堆積岩類の占める割合が下位より著しく低くなりわずかに7.7% (チャート6.6%, 砂岩1.1%) しかない。変成岩類は4.9%で、準片岩などが含ま

れる。その他として単一鉱物がかなり多く認められ、全体としては22.4%に達する。

なお、Table 23 には四万十帯白亜系 (半山層) の礫岩の礫組成も示してあるが、これについては VI 章でふれる。

3. 泥岩礫の化学組成

原村 (1961a, b, 1962), 都城ほか (1962), MIYASHIRO et al. (1966) の一連の論文および小野 (1976), 片田ほか (1978) において、本州地向斜堆積物中の泥岩の化学組成に注意が向けられ、とくに三郡帯、美濃帯、丹波帯 (領家帯の低変成部も含める) のものと、秩父帯のものを比較して次のように言及されている。

○三郡帯と美濃・丹波帯のものは互によく似た組成を示す。

○秩父帯のものはそれに比較して $Fe_2O_3 + FeO$ が少なく Na_2O が多い。また Na_2O/K_2O 比が大きいく (例えば, MIYASHIRO et al., 1966, Table III や小野, 1976, 第2表を参照)。

○秩父帯のものは一般に Al_2O_3 が少ない。

このように西南日本内帯と外帯では同じ地向斜堆積物でありながら泥岩の化学組成にかなり顕著な差がある。

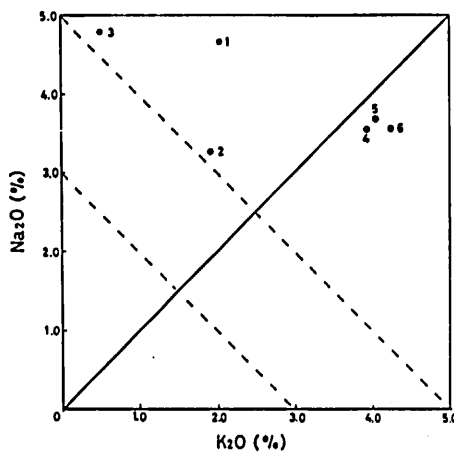
物部川盆地の秩父帯下部白亜系の礫岩中に含まれる泥岩礫について、今回、化学分析を行った。なるべく新鮮な部分を鉄乳鉢で粉碎したあと、めのう乳鉢で粉末にし、圧力をかけて固めたものをプラズマでとかしてガラスにして試料をつくった。これを EPMA を用いて分析した (分析は広島大学理学部南 朝生技官に依頼した)。その結果を Table 24 に示し、 Na_2O-K_2O 図を Fig. 90 に描いた。標本番号 4, 5, 6 は弱いホルンフェルス化作用を受けているものである。これらのデータから判断すると、1, 2, 3 は外帯 (秩父帯) の泥岩とよく似た化学組成を示し、4, 5, 6 は内帯 (美濃・丹波帯) のものにむしろ類縁がある。分析数が少ないので明確なことは言えないが、以上の結果だけからすると、領石・柚ノ木層中のものは外帯起源の泥岩であり、日比原層中のものは内帯起源の泥岩であるということになりそうである。

TABLE 24 CHEMICAL COMPOSITION (%) OF GRAVELS OF MUDSTONE IN THE LOWER CRETACEOUS CONGLOMERATES IN THE MONOBEGAWA VALLEY

Specimen	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67.73	75.61	75.61	64.57	63.42	62.55
TiO ₂	0.76	0.71	0.48	0.78	0.75	0.86
Al ₂ O ₃	17.15	12.89	13.07	18.60	18.67	18.55
FeO	3.57	1.83	2.47	4.84	5.25	5.32
MnO	0.08	0.06	0.11	0.13	0.16	0.18
MgO	1.66	0.88	0.47	1.41	1.51	1.63
CaO	1.74	1.77	0.70	1.16	1.27	1.29
Na ₂ O	4.66	3.27	4.78	3.54	3.68	3.55
K ₂ O	2.04	1.92	0.50	3.93	4.04	4.24
Total	99.39	98.94	98.19	98.96	98.75	98.17
K ₂ O/(Na ₂ O+K ₂ O)	0.30	0.37	0.09	0.53	0.52	0.54
Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	3.68	3.94	2.73	5.28	5.07	5.23
Al ₂ O ₃ /(Na ₂ O+K ₂ O+CaO)	2.03	1.85	2.19	2.16	2.08	2.04
FeO+MnO+MgO	5.31	2.77	3.05	6.38	6.92	7.13

(Analyst: A. MINAMI)

1-2: Yunoki F., 3: Ryoseki F., 4-6: Hibihara F.

FIG. 90 Na₂O and K₂O contents of gravels of mudstone in the Lower Cretaceous conglomerates in the Monobegawa valley. Symbols are identical with those of Table 24.

C. 八代地域

1. 砂岩

砂岩試料として川口層13個, 八竜山層10個, 日奈久層4個, 八代層9個および宮地層15個

の計51個を採集し、主成分鉱物組成分析を行った。採集地点は Fig. 18 に示されている。分析結果を Table 25-29 にかかげる。累層ごとの主成分鉱物含有量の平均値は Table 30 に、また Q-F-R 図と Q-P-K 図は Fig. 91 に示してある。Fig. 92 は Q-F-R 図における各累層の、例外的なものはのぞいての分布域を示したものである。以下、下位から順に説明を加える。

(a) 川口層

川口層砂岩の組成は著しく変化にとんでおり (Fig. 91・92)、基盤の変動の激しい時期の堆積物であることが示唆される。概して石英量にとむが、なかにそれがかかなり少ないものもあり、9.5%から73.8%にまでわたり、平均では44.7%となる。その他、カリ長石量は0.2~9.5%で平均4.6%、斜長石量は1.3~34.6%で平均16.8%、全長石量は1.6~36.7%で平均

TABLE 25 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE KAWAGUCHI FORMATION

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Se	Vo	P	M	T	
YF01	38.4	4.8	22.0	26.8	2.6	0.0	6.3	7.4	1.2	0.0	17.6	17.2
YK16	57.5	5.3	18.8	24.1	0.4	0.1	0.2	3.0	1.4	0.0	5.1	13.3
YO19	57.4	0.4	1.3	1.6	5.5	0.0	1.9	20.1	0.0	0.0	27.5	13.5
YO21	49.4	7.2	23.6	30.8	0.4	0.1	1.3	2.6	0.3	0.0	4.7	15.1
YO18	58.1	0.2	1.9	2.1	3.6	0.0	2.0	24.2	0.0	0.0	29.8	9.9
YO10	26.2	1.6	20.3	21.9	0.1	0.8	2.3	12.4	0.9	0.0	16.4	35.5
YO08	37.1	8.2	23.5	31.6	2.8	0.2	1.0	11.3	0.7	0.0	15.7	15.4
YO07	52.6	7.5	14.9	22.4	5.8	0.0	1.6	9.4	0.7	0.0	17.5	7.5
YK08	11.5	2.0	34.6	36.7	0.6	4.2	2.2	8.0	1.5	0.0	16.6	35.2
YK06	73.8	7.3	8.1	15.4	0.0	0.3	0.1	2.0	0.6	0.0	3.0	7.8
YK05	61.7	2.1	15.7	17.8	0.0	0.5	1.3	3.2	1.3	0.0	6.3	14.2
YM07	47.3	9.5	10.8	20.3	1.0	0.0	0.5	21.2	0.2	0.0	22.8	9.6
YM02	9.5	4.2	22.4	26.6	0.2	0.1	0.5	31.5	0.7	0.0	33.0	30.9

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Se: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

TABLE 26 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE HACHIRYUZAN FORMATION

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Se	Vo	P	M	T	
YK15	28.0	3.2	32.4	35.6	1.2	0.1	1.7	19.1	0.5	0.0	22.6	13.8
YO16	73.9	1.7	4.5	6.3	0.7	0.4	0.3	11.3	0.0	0.0	12.7	7.1
YO15	55.3	0.4	1.2	1.5	0.7	0.0	2.8	30.3	0.0	0.0	33.8	9.4
YF09	22.9	4.6	18.4	23.0	0.1	0.5	1.8	30.3	0.1	0.0	32.8	21.3
YF08	17.9	2.8	19.7	22.5	1.0	1.0	4.3	18.0	0.7	0.0	24.9	34.7
YO06	62.1	2.8	5.8	8.6	1.7	0.0	1.5	21.3	0.8	0.0	25.3	4.0
YO05	31.7	5.2	24.3	29.5	0.5	0.6	0.8	12.0	2.3	0.2	16.3	22.4
YO04	19.8	3.8	15.5	19.2	1.3	0.3	3.9	24.2	1.0	0.0	30.8	30.2
YO11	6.7	0.6	17.1	17.7	0.2	0.4	10.7	29.3	0.3	0.0	40.8	34.7
YM04	17.7	1.9	18.8	20.8	0.7	0.4	8.5	20.6	0.3	0.0	30.4	31.2

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Se: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

TABLE 27 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE
SPECIMEN FROM THE HINAGU FORMATION

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Sc	Vo	P	M	T	
YF06	20.4	3.3	17.4	20.7	0.4	0.5	5.0	28.1	1.8	0.0	35.8	23.2
YK11	17.4	1.7	16.8	18.6	1.0	0.1	3.0	31.9	0.6	0.0	36.5	27.5
YO13	34.5	1.3	12.0	13.4	0.4	0.1	4.6	24.3	1.4	0.0	30.9	21.3
YM45	14.9	2.2	19.5	21.7	0.4	0.6	6.3	23.7	2.4	0.0	33.4	30.0

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Sc: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

TABLE 28 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE
SPECIMEN FROM THE YATSUSHIRO FORMATION

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Sc	Vo	P	M	T	
YM41	31.1	5.9	20.7	26.5	1.1	0.0	0.6	25.0	1.3	0.0	27.9	14.5
YM40	38.2	5.3	15.7	21.0	1.9	0.3	1.1	18.3	0.5	0.0	22.0	18.8
YM39	50.6	6.3	13.8	20.1	0.6	0.0	0.1	16.6	0.2	0.3	17.8	11.5
YM33	44.8	8.3	19.0	27.3	1.3	0.7	1.0	9.8	1.6	0.0	14.4	13.5
YM32	31.3	6.1	16.7	22.8	4.2	0.5	0.5	21.9	1.7	0.0	28.8	17.1
YM30	21.0	4.7	22.4	27.1	0.3	1.5	0.8	15.2	0.8	0.0	18.6	33.4
YM29	20.9	4.2	25.0	29.2	0.4	1.0	0.8	17.7	0.3	0.0	20.1	29.8
YM34	25.7	5.4	24.3	29.7	0.0	1.1	0.9	17.9	0.9	0.0	20.7	23.9
YM26	34.7	5.8	15.0	20.8	2.4	0.1	1.0	20.0	1.7	0.0	25.2	19.3

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Sc: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

TABLE 29 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE
SPECIMEN FROM THE MIYAJI FORMATION

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Sc	Vo	P	M	T	
YK01	16.9	13.1	25.3	38.4	0.0	1.8	1.3	8.5	3.4	0.0	15.0	29.7
YK04	38.2	6.2	20.4	26.5	1.1	0.0	0.1	14.5	0.6	0.0	16.3	19.0
YK03	18.1	14.8	17.7	32.5	0.6	1.7	4.2	22.2	4.0	0.4	33.2	16.3
YM38	20.1	13.8	26.2	40.0	0.0	3.1	2.6	7.6	2.9	0.0	16.2	23.8
YM37	17.8	6.9	25.0	31.9	0.0	1.3	1.1	14.6	1.7	0.0	18.7	31.6
YM24	47.8	4.8	14.2	19.0	2.8	0.0	0.2	14.7	0.7	0.0	18.4	14.8
YM23	16.1	14.7	19.6	34.3	0.4	3.0	2.8	23.3	2.2	0.0	31.6	18.0
YM14	18.2	12.0	22.6	34.6	0.0	2.3	1.8	20.6	4.4	0.0	29.1	18.1
YM22	17.7	12.1	20.4	32.5	0.2	5.5	1.6	12.3	3.5	0.0	23.1	26.7
YM15	21.1	9.1	21.3	30.4	0.0	4.7	2.1	14.0	1.1	0.0	21.8	26.7
YM11	18.3	11.6	31.5	43.2	0.3	2.1	0.6	13.8	3.5	0.0	20.3	18.3
YM10	29.7	14.3	36.6	51.0	0.0	1.7	0.4	2.7	2.6	0.1	7.5	11.8
YM17	19.0	11.4	24.4	35.9	1.1	3.3	4.3	11.6	2.1	0.0	22.4	22.7
YM18	20.4	10.3	31.5	41.8	0.0	2.9	5.0	11.7	4.8	0.0	24.4	13.4
YM19	21.6	12.4	28.9	41.3	0.0	3.7	2.1	7.4	3.2	0.0	16.3	20.7

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Sc: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

TABLE 30 AVERAGE (%) OF MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH CRETACEOUS FORMATION OF THE YATSUSHIRO AREA

	Kawaguchi F.	Hachiryuzan F.	Hinagu F.	Yatsushiro F.	Miyaji F.
Quartz	44.7	33.6	21.8	33.1	22.7
Feldspar	21.4	18.5	18.6	24.9	35.6
orthoclase	4.6	2.7	2.1	5.8	11.2
plagioclase	16.8	15.8	16.4	19.2	24.4
Rock Fragments	16.6	27.0	34.2	21.7	21.0
chert	1.8	0.8	0.6	1.4	0.4
mica	0.5	0.4	0.3	0.6	2.5
sedimentary	1.6	3.6	4.7	0.8	2.0
volcanic	12.0	21.6	27.0	18.0	13.3
plutonic	0.7	0.6	1.6	1.0	2.7
metamorphic	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Matrix	17.3	20.9	25.5	20.2	20.8
No. of Samples	13	10	4	9	15

21.4%, 全岩片量は3.0~33.0%で平均16.6%, 基質量は7.5~35.5%で平均17.3%である。

(b) 八竜山層

八竜山層の砂岩も、川口層と同様、組成の変化がきわめて大きい。ただし、川口層のものと比較すると、石英量が減少して岩片量が増加するという特徴がある。石英量は6.7~73.9%で平均33.6%, カリ長石量は0.4~5.2%で平均2.7%, 斜長石量は1.2~32.4%で平均15.8%, 全長石量は1.5~35.6%で平均18.5%, 全岩片量は12.7~40.8%で平均27.0%, 基質量は4.0~34.7%で平均20.9%である。

(c) 日奈久層

試料数が少ない(4個)が、すべて石質ワッケに属し、八竜山層よりさらに石英量が減少し岩片量が増加している。石英量14.9~34.5%で平均21.8%, カリ長石量1.3~3.3%で平均2.1%, 斜長石量12.0~19.5%で平均16.4%, 全長石量13.4~21.7%で平均18.6%, 全岩片量30.9~36.5%で平均34.2%, 基質量21.3~30.0%で平均25.5%と算定される。

(d) 八代層

八代層の砂岩は、日奈久層のものにくらべて石英量・長石量が多く、岩片量・基質量が少なくなる。石英量20.9~50.6%で平均33.1%, カリ長石量4.2~8.3%で平均5.8%, 斜長石量13.8~25.0%で平均19.2%, 全長石量20.1~29.7%で平均24.9%, 全岩片量14.4~28.8%で平均21.7%, 基質量11.5~33.4%で平均20.2%である。

(e) 宮地層

ほとんどの砂岩が長石質であり、カリ長石が10%を越えて下位の地層よりかなり多くなり、全長石量も30%を越える。石英量16.1~38.2%で平均22.7%, カリ長石量4.8~14.8%で平均11.2%, 斜長石量14.2~36.6%で平均24.4%, 全長石量19.0~51.0%で平均35.6%, 全岩片量7.5~33.2%で平均21.0%, 基質量11.8~31.6%で平均20.8%となっている。上述のように本層の砂岩はカリ長石にとみ、花崗岩質岩から由来した可能性が強いが、岩片中の火成岩を深成岩類と火山岩類に別けて両者の量比を図示すると (Fig. 93), 相対的に他の累層より深成岩岩片が多いことがわかる。

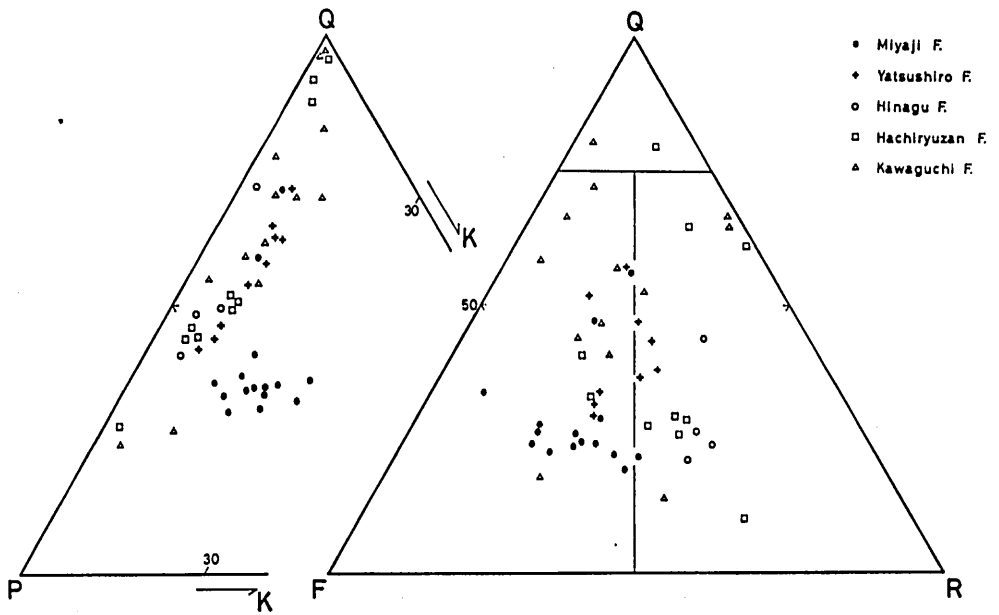


FIG. 91 Compositional diagram of the Cretaceous sandstones in the Yatsushiro area.

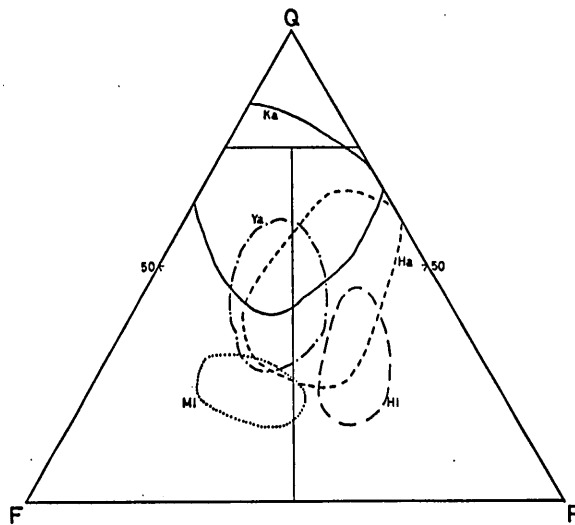


FIG. 92 Main distributed areas of the major mineral composition of the Cretaceous sandstones in Q-F-R diagram in the Yatsushiro area.

Ka: Kawaguchi F., Ha: Hachiryuzan F., Hi: Hinagu F.,
Ya: Yatsushiro F., Mi: Miyaji F..

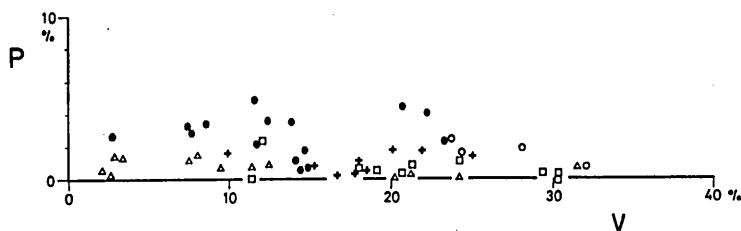


FIG. 93 Scatter plot of plutonic (P) and volcanic (V) rock fragments content of the Cretaceous sandstones in the Yatsushiro area. Symbols are identical with those of Fig. 91.

2. 礫岩

川口層から2地点(YO 09, YO 20), 日奈久層から4地点(YK 12, YK 22, YO 14, YM 09), 宮地層から2地点(CG 101, YM 25), 計8地点の礫岩について湯浅—有田川流域, 物部川流域における同様の方法によって検討を行った(採集地点の位置は Fig. 18 参照)。このうちCG 101 だけが固結度の弱い礫岩である。検討結果は Table 31 および Fig. 94-101 に示してある。含まれる岩石種については物部川地域と同じように分類したが, 川口層の YO 09 と日奈久層の YO 14 のものには蛇紋岩が含まれるのでそれを h とし, 単一鉱物などを i として区別した。

(a) 川口層

①YO 20 (Fig. 94)……酸性～中性火成岩類は全体で16.6%, その中で酸性火山岩～火山

TABLE 31 COMPOSITION (%) OF CONGLOMERATES IN EACH POINT FROM THE KAWAGUCHI, HINAGU AND MIYAJI FORMATIONS IN THE YATSUSHIRO AREA

	Kawaguchi F.		Hinagu F.				Miyaji F.	
	YO20	YO09	YK22	YK12	YO14	YM09	CG101	YM25
a: Acidic volcanic — pyroclastic rocks	13.7	19.7	21.2	15.6	16.7	33.3	53.7	39.0
b: Intermediate volcanic — pyroclastic rocks	0.0	0.0	3.0	0.0	0.0	0.0	2.4	0.0
c: Acidic — intermediate hypabyssal rocks	2.9	2.5	6.1	5.6	2.1	0.0	12.2	4.9
d: Acidic plutonic rocks	0.0	0.7	0.0	6.3	2.1	1.4	12.2	7.3
e: Intermediate plutonic rocks	0.0	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
f: Older sedimentary and basic volcanic rocks								
f1: Sandstone	0.0	5.6	0.0	2.5	8.3	2.9	9.8	4.9
f2: Chert	78.3	23.9	60.6	58.1	40.6	53.6	0.0	26.8
f3: Shale	2.0	30.3	6.1	7.5	6.3	2.9	9.8	1.6
f4: Conglomerate	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
f5: Schalstein	0.0	5.3	0.0	0.6	1.0	1.4	0.0	0.0
f6: Limestone	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
g: Metamorphic rocks								
Schist	0.0	1.1	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0	5.7
Hornfels	0.0	0.0	0.0	0.0	2.1	0.0	0.0	0.0
Mylonite	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6
h: Serpentinite	0.0	9.5	0.0	0.0	3.1	0.0	0.0	0.0
i: Others	2.9	1.1	3.0	3.8	15.6	4.3	0.0	8.1

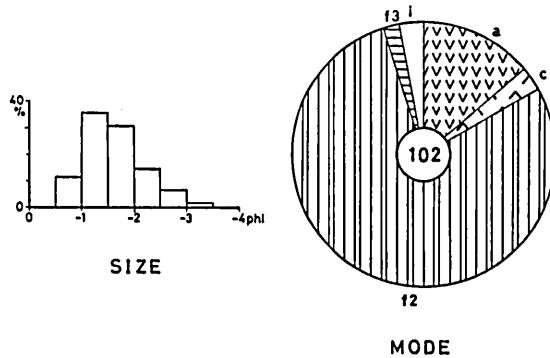


Fig. 94 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Kawaguchi Formation (YO20).

碎屑岩類が13.7%，酸性～中性半深成岩類が2.9%含まれる。古期堆積岩類が80.3%も含まれ、とくにチャートが78.3%に達し、圧倒的多数を占める。礫径は $-0.5 \sim -3.5 \phi$ の間にはいる。

②YO 09 (Fig. 95)……酸性～中性火成岩類が23.3%（うち、酸性火山岩～火山碎屑岩類19.7%），古期堆積岩類が65.1%（うち、頁岩30.3%，チャート23.9%）含まれ、古期堆積岩類の量がYO 20 ほどには多くない。変成岩類として準片岩が1.1%ある。もっとも不安定な岩石の一つである蛇紋岩の含有率が9.5%にも達することは注目すべきで、川口層堆積時に基盤として蛇紋岩があらわれていたことを示すものと思われる。礫径は -0.5 から -3.0ϕ までである。

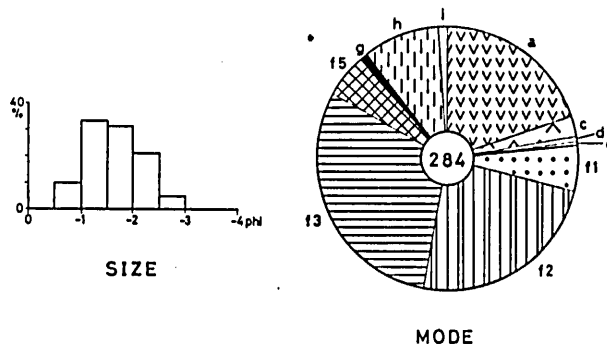


Fig. 95 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Kawaguchi Formation (YO09).

(b) 日奈久層

①YK 22 (Fig. 96)……酸性～中性火成岩類が30.3%含まれ、その中で酸性火山岩～火山碎屑岩類が21.2%，中性火山岩～火山碎屑岩類が3.0%，酸性～中性半深成岩類が6.1%を占める。古期堆積岩類の含有率は66.7%（チャート60.6%，頁岩6.1%）である。礫径は -1.0ϕ から -4.5ϕ までで、 $-1.5 \sim -2.0 \phi$ のものが多い。

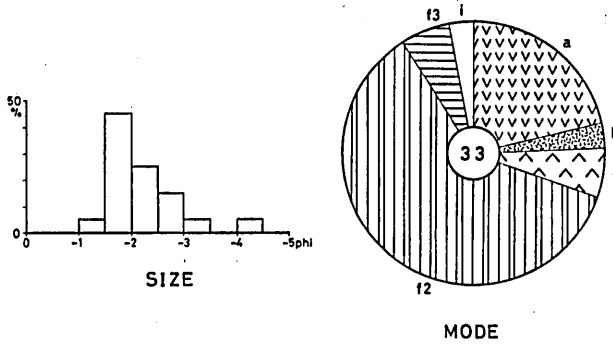


Fig. 96 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hinagu Formation (YK22).

②YK 12 (Fig. 97)……酸性～中性火成岩類は27.5% (酸性火山岩～火山砕屑岩類15.6%, 酸性～中性半深性岩類5.6%, 酸性深成岩類6.3%), 古期堆積岩類は68.7% (うちチャート58.1%) と算定される。礫径は -0.5ϕ から -4.5ϕ までにあたる。

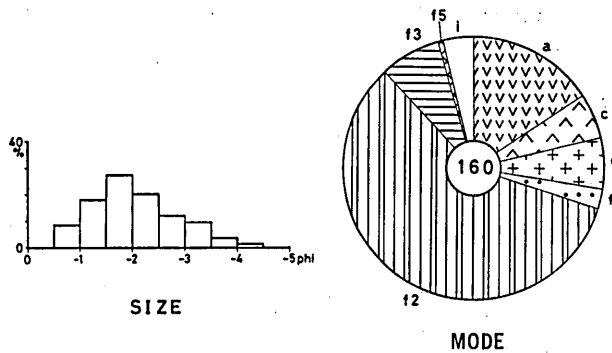


Fig. 97 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hinagu Formation (YK12).

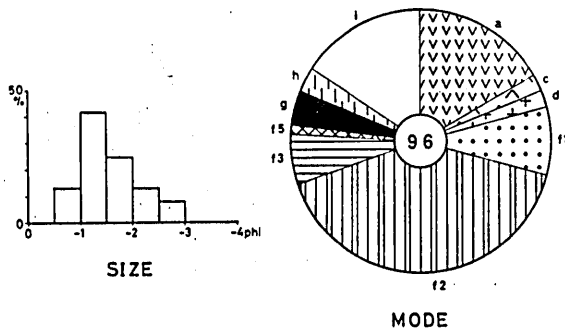


Fig. 98 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hinagu Formation (YO14).

③YO 14 (Fig. 98)……酸性～中性火成岩類が20.9% (酸性火山岩～火山砕屑岩類16.7%, 酸性～中性半深成岩類2.1%, 酸性深成岩類2.1%), 古期堆積岩類が56.2% (うち, チャートが40.6%) である。変成岩類としては準片岩とホルンフェルスが各2.1% あり, さらに蛇紋岩が3.1%含まれることに注目すべきであろう。礫径は $-0.5 \sim -3.0 \phi$ の間にはいる。

④YM 09 (Fig. 99)……酸性～中性火成岩類が34.7% 含まれ, その中で酸性火山岩～火山

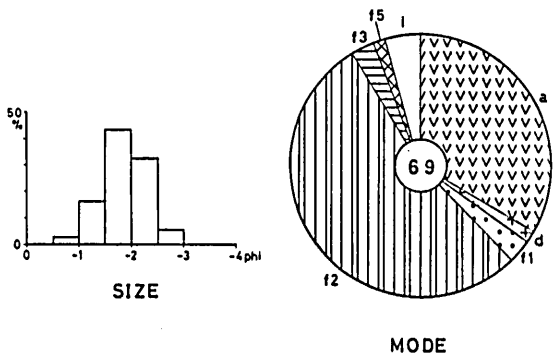


Fig. 99 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hinagu Formation (YM09).

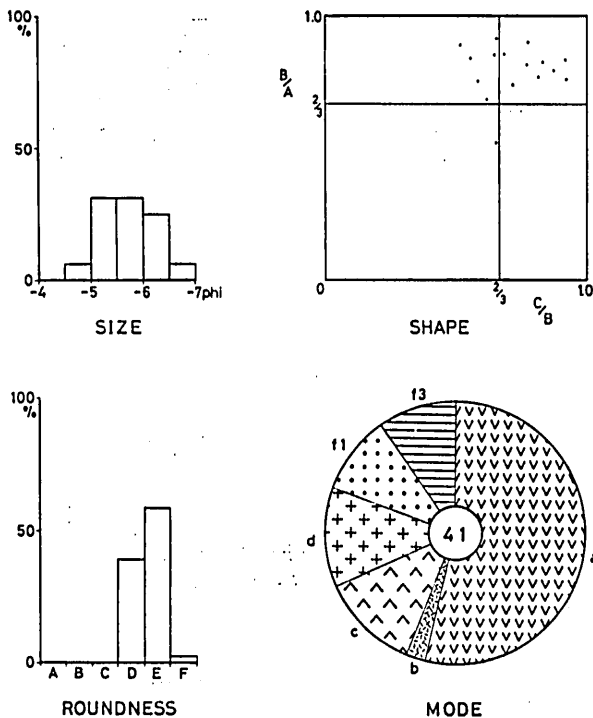


Fig. 100 Size, shape, roundness and mode of gravels from the conglomerate in the Miyaji Formation (CG101).

碎屑岩類が33.3%を占める。古期堆積岩類は60.8%で、チャート(53.6%)が多い。礫径は-0.5~-3.0φである。

(c) 宮地層

①CG 101 (Fig. 100)……礫径は -4.5φ から -7.0φ までで、形態はクラス・ナンバー II (球状) のものが優勢である。円磨度に関しては E タイプ (Rounded) と D タイプ (Subrounded) が多い。礫組成は、酸性~中性火成岩類が圧倒的に多く、80.5%に達する。その内訳は酸性火山岩~火山碎屑岩類53.7%, 中性火山岩~火山碎屑岩類2.4%, 酸性~中性半深成岩類12.2%, 酸性深成岩類12.2%である。これに対応して古期堆積岩類の含有率は19.6% (砂岩9.8%, 頁岩9.8%) と著しく減少している。

②YM 25 (Fig. 101)……礫径は -0.5~-3.5φ の中にはいる。礫組成としては、酸性~中性火成岩類が51.2% (酸性火山岩~火山碎屑岩類39.0%, 酸性~中性半深成岩類4.9%, 酸性深成岩類7.3%) を占める。古期堆積岩類は33.3% (うち、チャート26.8%) である。変成岩類として準片岩5.7%およびミロナイト1.6%含まれることに注意したい。

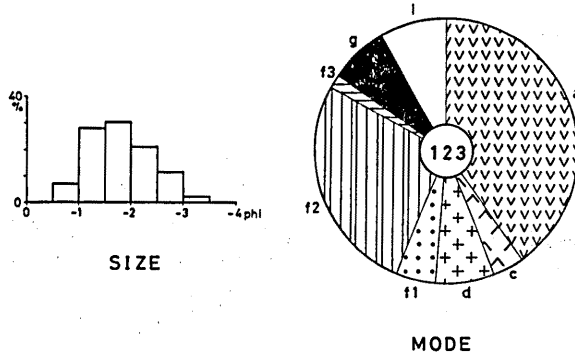


FIG. 101 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Miyaji Formation (YM25).

V. 堆積構造と古流向

礫岩・砂岩など粗粒碎屑岩の堆積岩石学的研究に加えるに、それらを含む地層にみられる堆積構造、とくに古流向を示す諸種の構造の解析を行うことは、後背地を含めての古地理と古環境を推定する上にきわめて有効である。以下、これらについての観察・測定事項を述べる。

1. 湯浅一有田川流域

湯浅一有田川流域の秩父帯白亜系中には種々の層準にタービダイト相が発達し、それに関連した堆積構造がよく観察される。またタービダイト相でないものにも堆積構造がみられることがしばしばある。なお、当地域の秩父帯および四万十帯白亜系の堆積相と古流向については田中(1974)による報告がある。

(1) 堆積構造

内部堆積構造としては、タービダイト型砂岩頁岩互層を形成する砂岩層に grading がよ

くみられ、地層の上下の判定に役立つ。このような砂岩層は、標式的には下位より級化部・平行葉理部・斜交葉理部からなり、convolute lamination が見られることもある。さらに砂岩層中の内部構造として parting lineation が認められた。

外部堆積構造としては、成層砂岩層 (sandy flysch) や砂岩頁岩細互層 (normal flysch および muddy flysch) 中の砂岩層の下面に flute cast, groove cast, current crescent cast, bounce cast, prod cast, load cast などのソール・マークが発達する。砂岩層上面には ripple mark がわずかながら認められることがある。

(2) 古流向

古流向の測定の対象となった堆積構造は、ほとんどすべてが砂岩層の下面に発達する有方向性のソール・マークであるが、parting lineation もごくまれに利用した。野外での測定値を堆積時の状態にもどすには、地層の褶曲軸がほとんどブランチしていないものとして、KUENEN et al. (1956) に従って第1次補正 (地層の走向を軸にして水平にもどす) だけを行った。測定結果を Fig. 102-105 に示す。

(a) 西広層

白木北西で、石英質砂岩と頁岩の互層中の砂岩層の下面に flute cast とけずりこみ構造 (channel structure) がみられた。これからえられた古流向は $S50^{\circ}E \rightarrow N50^{\circ}W$ と $N \leftrightarrow S$ である (Fig. 102 (1))。西広層の岩相変化、礫岩および砂岩の組成と合わせて考えると、砕屑物の主な供給地は黒瀬川構造帯にもとめられるであろう。この推定については考察の章で詳述する。

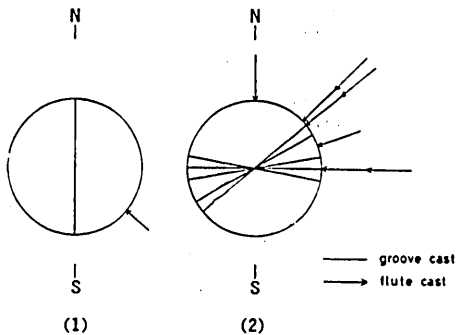


FIG. 102 Current rose diagram.

(1): Nishihiro F. (2): Izeki F.

(b) 井関層

井関層の古流向については田中 (1974) の記載がある。成層砂岩層および砂岩頁岩細互層に種々のソールマークが認められる。井関北西、広川西岸の道路沿いで見られる flute cast, groove cast, current crescent cast について古流向の測定を行った。一般にその方向は $ENE \rightarrow WSW$ となり (Fig. 102 (2))、井関層堆積盆の推定される伸びの方向にほぼ平行であって、軸流を示すものとみなされる。田中 (1974) は、池之上南方で $NNW \rightarrow SSE$ の古流向を認め、これを側方流とし、井関層堆積時に北方に陸地が存在していた可能性が強いと指摘した。井関層の岩相変化と砂岩の特性の変化から同層堆積時には西方に向かって堆積盆が深くなっていたことが推定されるが、 $ENE \rightarrow WSW$ の軸流はこれと対応的である。

(c) 御霊層

田中 (1974) は吉見北方鳥尾池南端の1地点で測定された $NNW \sim NW \rightarrow SSE \sim SE$ の古流向を側方流、 $WSW \sim WNW \rightarrow ENE \sim ESE$ のものを軸流とみなし、御霊層堆積時に北側に陸地が存在したと推定した。今回、吉見南方の吉見神社付近とその南 100 m より、flute cast と current crescent cast を見だし、これらから古流向を求めた (Fig. 103)。両地点とも方向は $N \rightarrow S$ となり、これは側方流を示すものと思われる。岩相も一般に北部で礫岩がよく

発達することなどから、田中が指摘したように、北方に陸地が想定される。

(d) 松原層

糸川～川口までの有田川沿いの砂岩頁岩互層中において地点数12, 測定数15から古流向を求めた (Fig. 104)。flute cast, groove cast, parting lineation, 礫岩によるけずりこみ構造な

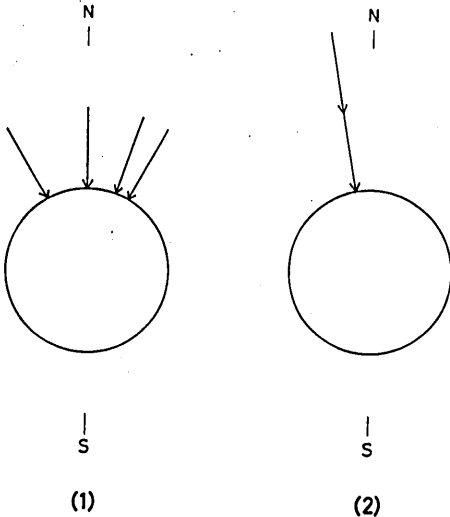


FIG. 103 Current rose diagram of the Goryo Formation.

- (1): at Yoshimi temple
- (2): at the south of Yoshimi temple

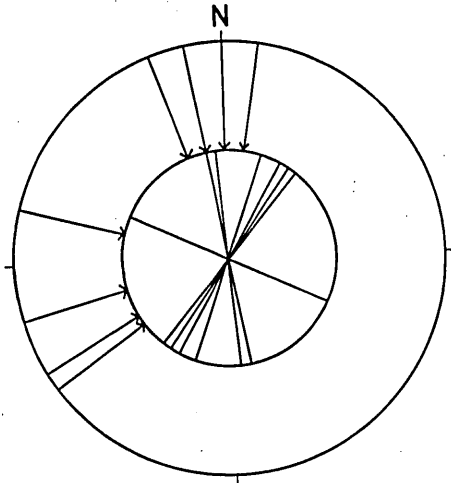


FIG. 104 Current rose diagram of the Matsubara Formation.

どもとづくものである。方向には W~WSW→E~ENE と N→S の 2 系統が認められる。松原層は分布域の南部よりも北部で粗粒相を示し礫岩の挿入も多いことから、前者を軸流、後者を側方流とみなすことができる。

(e) 二川層

今回の調査では二川南方、湯山の西の1カ所から N→S の古流向が測定されたにすぎない (Fig. 105)。田中(1974)は二川南方や調査地域外東方の清水町打井原付近その他で数多くの古流向を報告している (田中, 1974, 第4図および第5図)。それによると WSW~SW→ENE~NE 系が圧倒的に優勢で, NNW~WNW→SSE~ESE 系も認められ, 前者は軸流, 後者は側方流を示すものとみてよい。岩相変化などから二川層の堆積盆は東ないし北東に向かって深くなり, 沈降量も大きくなっていると推定される。また, 北側では基底礫岩層をもって古生界を著しい傾斜不整合でおおい, 南側では下部頁岩層が御霊・松原両層上に整合に重

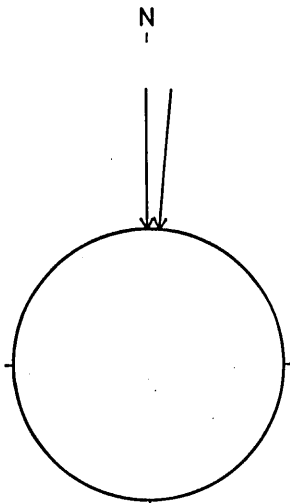


FIG. 105 Current rose diagram of the Futakawa Formation.

なっている。これらの層序的事実と古流向とはよく調和しており北方に陸地の存在が考えられる。

以上、湯浅一有田川流域における秩父帯白亜系の古流向をみてきた。すべての地層に観察されるわけではないので正確さを欠く点はあるが、下部白亜系とくに井関層においては堆積盆は西に向かって深くなり、古水流も同じく西に向かっていたものが、上部白亜系（御霊・松原・二川層）になると、堆積盆が東側に移動するとともに同方向に深くなり、古水流もこれに調和して東に向かっていたことが結論されよう。また上・下部白亜紀を通じて北方に陸地が考えられるが、井関層（宮古統）と同時異相の関係にあってより北側に分布域をもつ西広層では南東→北西への古流向がみられ、両層の間におそらく黒瀬川構造帯の構成岩類からなる島列が存在していたであろうことが推定される。

2. 物部川流域

領石層および柚ノ木層には礫質岩が多く堆積構造はみられなかった（礫質岩中の礫の orientation や imbrication も観察されない）。永瀬層はほとんどが泥質岩からなり、これにも堆積構造は発達していない。日比原層と楮佐古層には Turbidite 相があり、とくに日比原層上部層中の砂岩頁岩互層に堆積構造がときどき認められる。今回記載するものはほとんどすべて日比原層からである。

(a) スランプ構造

海底地這りの産物と思われるスランプ構造が3地点（So02, So03 および So05, 位置は Fig. 65 参照）において観察された。So02 地点では、山内 (1977) の断層型衝上断層状亜型に属する乱堆積構造と思われるものがあり、So03 地点では、山内 (1977) の褶曲型に分類

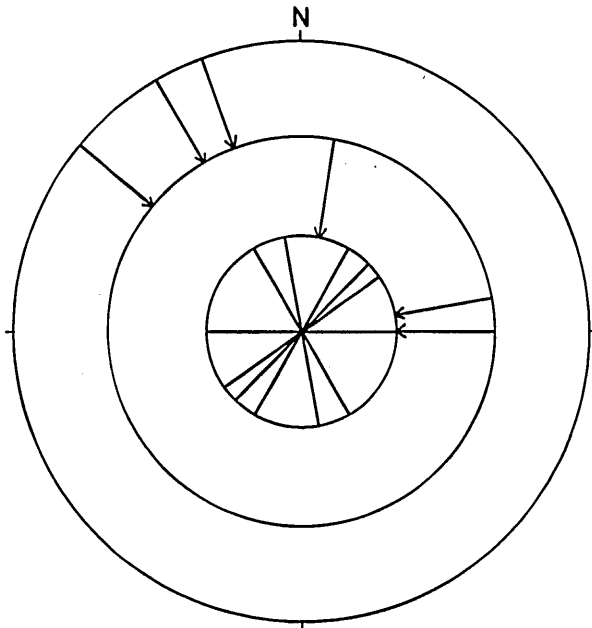


FIG. 106 Direction of paleocurrents and submarine slumpings of the Hibi-hara Formation in the Monobegawa valley.

されるものが認められ、So 05 地点は図版 I の 3 に全景をうつしており、その左側にスランプ構造がみえる。迂り方向は写真の上→下であろう。これら 3 地点のスランプ構造の迂り方向を堆積時の状態に復元してみると、Fig. 106 の外円に示した方向になる。数は少ないが 3 地点でほぼ一定しており、古斜面は白亜系分布の延びの方向と同じく西南西—東北東に走り、南南東に傾斜していたと推定される。

(b) ソール・マーク

ソール・マークもわずかではあるが観察された。So 01 地点で flute cast, groove cast および current crescent cast, So 04 地点で flute cast と groove cast, So 06 地点では groove cast がみられる。その他、ときに load cast もある。これらについて古流向を測定し、KUENEN et al. (1956) による第一次補正を加えて堆積時の状態に復元したものを Fig. 106 の中円と内円に示した。軸流はおよそ E→W に向かっており、側方流として N→S のものがあったことが推定される。

(c) その他

生痕がわずかながら 2カ所でみられた。クイアルキアトと思われる。その他、内部構造として日比原層上部の頁岩層中のやや粗い部分に grading や lamination が発達している。また、楮佐古層下部に砂岩優勢の砂泥互層があり grading が観察される。

3. 八代地域

調査不十分のためと露出状態があまりよくないために、堆積構造としては川口付近の川口層上部の砂岩頁岩互層から flute cast と groove cast を観察したにすぎない。これについて古流向を復元すると W→E となる (Fig. 107)。

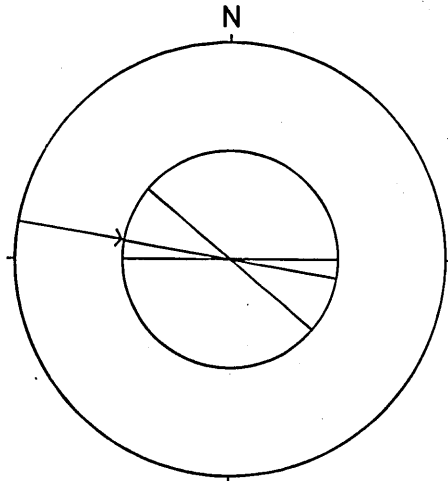


Fig. 107 Current rose diagram of the Kawaguchi Formation in the Yatsushiro area.

VI. 秩父帯および四万十帯の白亜系の比較

秩父帯の白亜系は秩父“古生層”を基盤とした不安定陸棚上の堆積物を代表するもの

である。その南側に広がる 四万十帯の 白亜系は 地向斜堆積物で、ここではいわゆる乱泥流 (turbidity current) が碎屑物質の運搬・堆積営力として重要な役割を果たしたと考えられる。これら隣接し、かつ同時的なものでありながら、地質構造單元上の位置を異にする堆積物がそれぞれいかなる特徴をもっているか、とくにこの違いが砂岩の諸特性にどのように反映しているかを比較検討することは、四万十帯の比較的初期の状態を含めて、西南日本外帯の白亜紀における堆積史と地殻変動史をひもとく上できわめて重要な課題であろう。今回は高知県物部川盆地大板付近、和歌山県有田川流域および徳島県那賀川中流域和食付近の四万十帯白亜系について検討し、その北側の秩父帯白亜系と比較した (Fig. 108)。

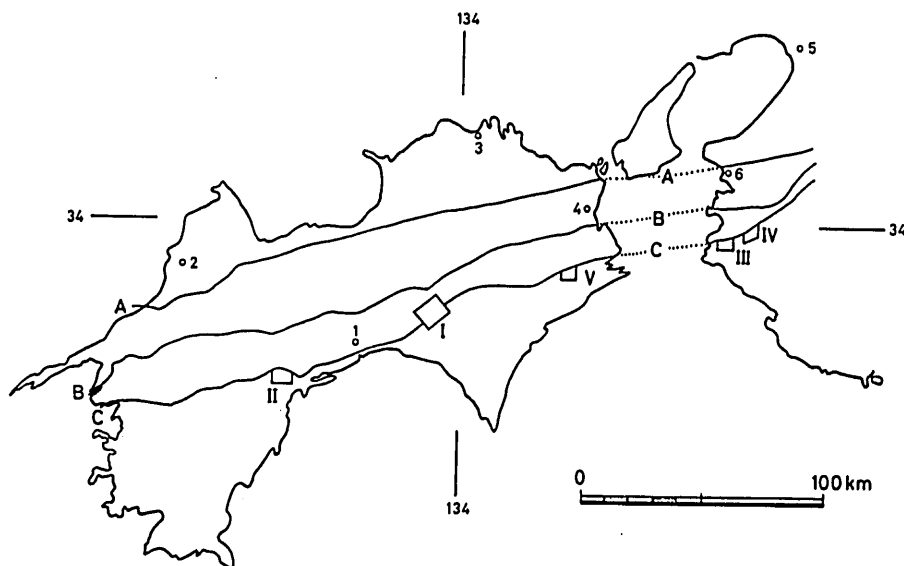


FIG. 108 Index map of the studied areas of the Cretaceous strata in the Shimanto terrain. I; Hayama Formation in the Odochi area, II; Hayama Formation in the Hime-nono area, III; Terasoma Formation, IV; Ishigaki Formation, V; Hinotani Formation. 1; Kochi, 2; Matsuyama, 3; Takamatsu, 4; Tokushima, 5; Osaka, 6; Wakayama. A; Median Tectonic Line, B; Mikabu Tectonic Line, C; Butsuazo Tectonic Line.

勸米良ほか (1977) は四万十帯 (広義) 全般を通じての岩相層序の普遍的規則性について述べ、泥質岩を主体とする先フリッシュ相と砂岩が卓越するフリッシュ相を区別して両相が白亜系～古第三系の中でいくつかの対をなしており、衝上覆瓦構造によりなにかくり返してあらわれているとした。また先フリッシュ相は海溝充填堆積物を代表し、それが現位置に付加されたものであるとして、四万十帯の形成機構を論じている (勸米良ほか, 1975など)。今回取り扱う地域の地層は砂岩が卓越するフリッシュ相に当る。四万十帯北縁には白亜紀の大型化石を多産する部分があり (NAKAI et al., 1966; HAYAMI et al., 1967; 棚部, 1972; MOROZUMI, 1970; NAKAZAWA et al., 1979), 陸棚沖合の堆積物に舂せられるものかもしれない。

以下、それぞれの地域についての検討結果を記述する。

1. 高知県物部川盆地大栃付近

高知県の四万十帯北縁に分布する地層は、岩相および地質構造上の位置の類似から、半山層（甲藤，1952）として一括されているが、その模式地は須崎市北方約5 kmの新庄川に沿う高岡郡葉山村馬関より姫野々に至る付近にある。大栃付近にもこの半山層に相当する累層が露出する。塊状灰緑色粗粒砂岩の厚層から主に構成され、ときに厚い塊状黒色泥岩を伴う。単層の厚さがおのおの10 cm くらいの砂岩頁岩有律互層もはさまれ、また、2カ所に礫岩の薄いレンズ岩体がみられる。物部川支流の槇山川とその1支流である小川の合流点付近（奈路付近，So 07 および So 08 地点，Fig. 65 参照）でソール・マーク，スランプ褶曲およびチャートや石灰岩の角礫を含むレンズ状岩体（長さ1.5 m，幅1 m）が観察された。走向東西で波長が400 m くらいの背斜・向斜をくり返すところがあるが、全体としての構造は複雑で、露頭状態の悪いことも加わり、地質図はまだでき上がっていない。この地域の四万十帯と秩父帯の白亜系砂岩の比較については、すでに筆者の報告（宮本，1976 a）があるので、以下その要点と若干の付帯事項を述べる。

大栃付近については、槇山川の3つの小支流（西から舞川，小川および桑ノ川）に沿って、仏像構造線から南へ約3 km までの間でそれぞれ26，23および20個，合計69の砂岩を採集し、

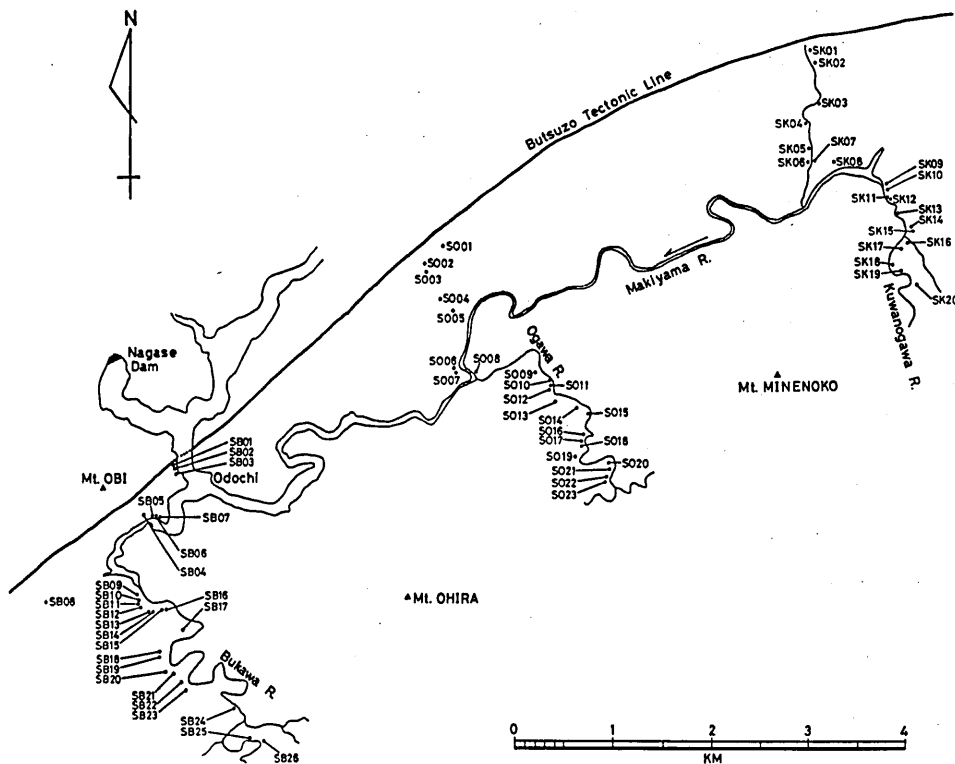


FIG. 109 Sampling localities of sandstones from the Hayama Formation in the Odochi area.

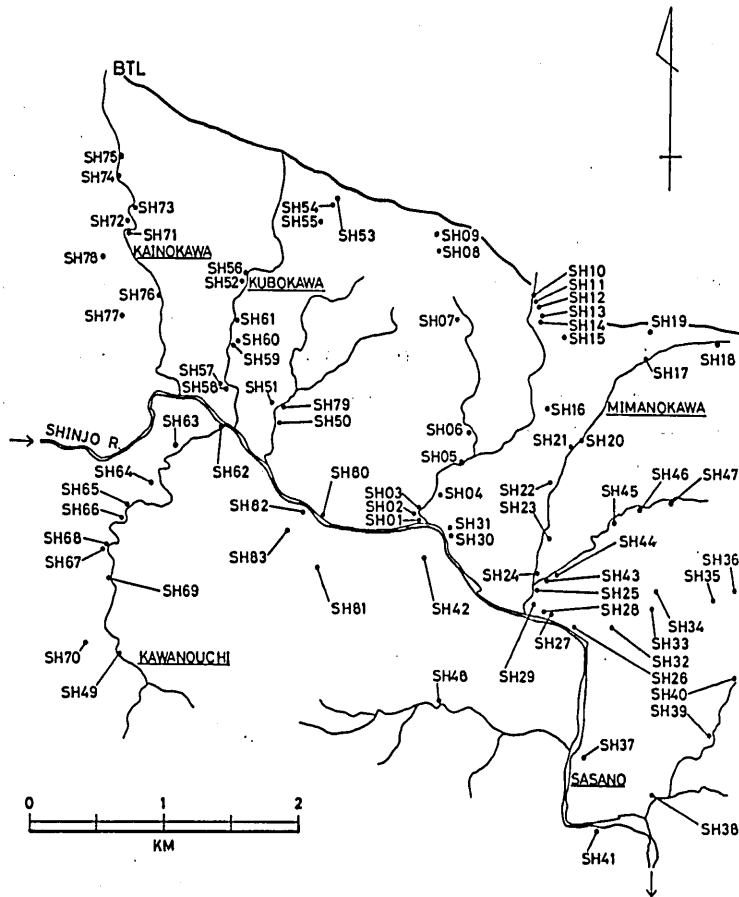


FIG. 110 Sampling localities of sandstones from the Hayama Formation in the Hime-no area.

薄片による粒度分析および主成分鉱物分析を行った。なお、比較のために模式地（姫野々地域）の半山層からも83個の砂岩を採集して検討した。採集地点はそれぞれ Fig. 109 と 110 に示してある。個々の砂岩の分析結果は、宮本（1976 a）にあげてあるが、模式地のものに関しては同論文で省略したので、それを Table 32・33 に示す。

大栃付近における採集地点を西から SB, SO および SK ルートとして 3 区分し、主成分鉱物組成を比較したのが Table 34 であるが、これで見限り各ルートの間には大差はない。Fig. 111, 112 は Q-F-R 図と Q-P-K 図によって大栃付近と姫野々付近の比較を行ったものであるが、両地域でよく組成は似ている。これを秩父帯の白亜系砂岩と比べてみると、他のどの地層よりも同じく宮古世に属する日比原層のものに類似したパターンを示す (Fig. 58 (3) 参照)。両層の主成分鉱物含有量についての平均と分散を示した Table 35 から組成が似ていることがわかるが、半山層では日比原層におけるよりもいくらか石英と基質量が多く、長石と岩片量が少ないといえる。一方、粒度分布の上では両者の間にかかなりの差があり、平均

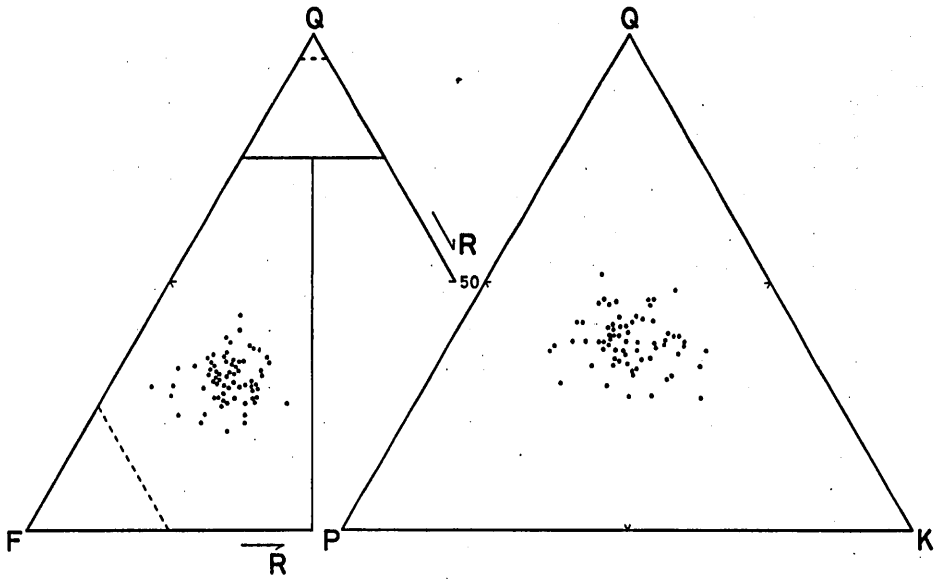


FIG. 111 Compositional diagram of sandstones from the Hayama Formation in the Odochi area.

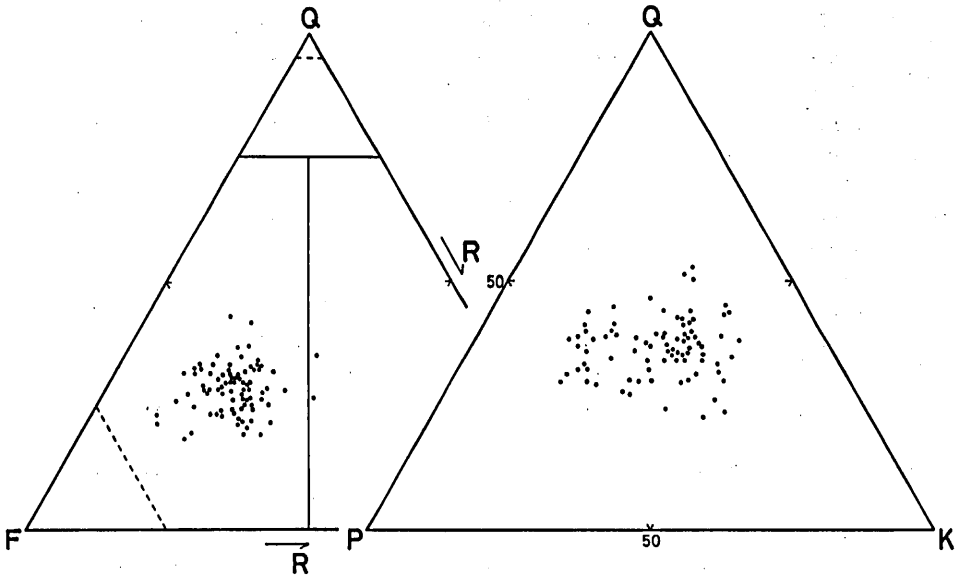


FIG. 112 Compositional diagram of sandstones from the Hayama Formation in the Himenono area.

TABLE 32 QUANTITATIVE DATA ON SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE HAYAMA FORMATION IN THE HIMENONO AREA

Specimen	Median in phi	Mean in phi	Sorting Index	Skewness	Kurtosis
SH01	2.75	2.70	1.15 (P)	-0.08 (S)	0.88 (P)
SH02	2.87	2.84	1.06 (P)	-0.04 (S)	0.84 (P)
SH03	2.45	2.45	0.98 (M)	0.00 (S)	0.94 (M)
SH04	1.64	1.88	1.12 (P)	0.32 (VP)	1.14 (L)
SH05	2.77	2.83	1.00 (P)	0.05 (S)	0.87 (P)
SH06	2.22	2.32	1.14 (P)	0.12 (P)	0.84 (P)
SH07	2.65	2.75	1.04 (P)	0.10 (S)	0.88 (P)
SH08	1.93	1.97	0.96 (M)	0.07 (S)	0.85 (P)
SH09	1.86	2.01	0.99 (M)	0.21 (P)	0.91 (M)
SH10	2.25	2.22	0.96 (M)	-0.01 (S)	0.96 (M)
SH11	2.34	2.32	0.94 (M)	-0.05 (S)	1.07 (M)
SH12	2.81	2.66	1.02 (P)	-0.18 (N)	0.98 (M)
SH13	2.34	2.33	1.05 (P)	-0.01 (S)	0.98 (M)
SH14	2.16	2.14	0.97 (M)	-0.04 (S)	0.94 (M)
SH15	2.27	2.26	1.10 (P)	-0.05 (S)	0.94 (M)
SH16	2.75	2.67	1.00 (P)	-0.11 (N)	0.89 (P)
SH17	2.30	2.35	0.88 (M)	0.06 (S)	0.93 (M)
SH18	2.43	2.43	0.97 (M)	0.03 (S)	1.03 (M)
SH19	2.15	2.22	0.91 (M)	0.11 (P)	1.04 (M)
SH20	3.13	3.01	1.14 (P)	-0.18 (N)	0.99 (M)
SH21	3.39	3.36	0.71 (M)	-0.08 (S)	1.00 (M)
SH22	2.27	2.31	0.97 (M)	0.08 (S)	0.96 (M)
SH23	3.36	3.34	0.55 (M)	-0.08 (S)	0.99 (M)
SH24	1.93	1.96	1.04 (P)	0.05 (S)	0.95 (M)
SH25	2.33	2.28	0.97 (M)	-0.08 (S)	0.91 (M)
SH26	2.74	2.61	0.96 (M)	-0.16 (N)	0.94 (M)
SH27	2.32	2.33	1.01 (P)	0.00 (S)	0.91 (M)
SH28	2.03	2.08	0.95 (M)	0.07 (S)	0.90 (M)
SH29	2.24	2.26	1.04 (P)	0.03 (S)	0.88 (P)
SH30	1.54	1.64	0.88 (M)	0.16 (P)	0.96 (M)
SH31	2.62	2.52	0.97 (M)	-0.12 (N)	0.84 (P)
SH32	2.10	2.08	1.06 (P)	-0.02 (S)	0.89 (P)
SH33	2.53	2.49	0.87 (M)	-0.05 (S)	1.02 (M)
SH34	2.30	2.28	0.97 (M)	-0.02 (S)	0.86 (P)
SH35	2.37	2.44	1.19 (P)	0.06 (S)	0.95 (M)
SH36	1.96	1.86	0.99 (M)	-0.13 (N)	0.96 (M)
SH37	2.18	2.20	1.02 (P)	0.05 (S)	0.87 (P)
SH38	2.32	2.29	1.11 (P)	-0.06 (S)	0.92 (M)
SH39	2.08	2.13	0.95 (M)	0.11 (P)	0.97 (M)
SH40	1.93	2.07	1.04 (P)	0.16 (P)	0.88 (P)
SH41	2.48	2.47	1.02 (P)	-0.04 (S)	0.91 (M)

TABLE 32 (CONTINUED)

Specimen	Median in phi	Mean in phi	Sorting Index	Skewness	Kurtosis
SH42	2.08	2.05	0.95 (M)	-0.04 (S)	1.21 (L)
SH43	2.21	2.20	1.04 (P)	0.05 (S)	0.96 (M)
SH44	2.29	2.41	0.83 (M)	0.21 (P)	1.01 (M)
SH45	2.17	2.23	1.03 (P)	0.05 (S)	0.89 (P)
SH46	2.13	2.21	0.65 (M)	0.21 (P)	1.24 (L)
SH47	3.10	3.09	0.56 (M)	-0.01 (S)	1.03 (M)
SH48	2.07	2.07	0.98 (M)	-0.05 (S)	0.94 (M)
SH49	2.21	2.24	1.03 (P)	0.11 (P)	1.03 (M)
SH50	2.18	2.22	1.01 (P)	0.07 (S)	1.06 (M)
SH51	2.43	2.42	0.99 (M)	0.01 (S)	0.96 (M)
SH52	3.26	3.24	0.53 (M)	-0.02 (S)	1.09 (M)
SH53	1.77	1.79	0.92 (M)	0.05 (S)	1.15 (L)
SH54	2.43	2.43	0.85 (M)	0.01 (S)	0.94 (M)
SH55	2.38	2.26	0.96 (M)	-0.13 (N)	0.99 (M)
SH56	2.08	2.18	1.10 (P)	0.13 (P)	0.99 (M)
SH57	2.30	2.35	1.00 (M)	0.07 (S)	0.86 (P)
SH58	3.03	2.98	0.82 (M)	-0.15 (N)	1.14 (L)
SH59	2.98	2.99	0.59 (M)	0.05 (S)	0.96 (M)
SH60	2.62	2.56	1.06 (P)	-0.12 (N)	1.02 (M)
SH61	2.56	2.40	1.23 (P)	-0.18 (N)	1.01 (M)
SH62	2.26	2.25	1.02 (P)	0.00 (S)	1.00 (M)
SH63	2.11	2.05	0.89 (M)	-0.04 (S)	0.93 (M)
SH64	2.83	2.80	0.76 (M)	-0.07 (S)	1.06 (M)
SH65	2.22	2.20	0.97 (M)	-0.02 (S)	0.88 (P)
SH66	2.38	2.33	0.98 (M)	-0.06 (S)	0.96 (M)
SH67	2.25	2.24	0.98 (M)	0.03 (S)	0.84 (P)
SH68	2.15	2.14	0.91 (M)	0.01 (S)	0.88 (P)
SH69	1.98	1.99	0.93 (M)	-0.01 (S)	0.90 (P)
SH70	2.19	2.20	0.73 (M)	0.02 (S)	1.01 (M)
SH71	2.12	2.10	0.95 (M)	-0.06 (S)	0.95 (M)
SH72	2.12	2.14	0.76 (M)	0.17 (P)	1.16 (L)
SH73	2.04	2.08	0.81 (M)	0.06 (S)	0.89 (P)
SH74	1.87	1.91	0.74 (M)	0.09 (S)	1.00 (M)
SH75	2.12	2.08	0.95 (M)	-0.08 (S)	1.05 (M)
SH76	2.67	2.66	0.91 (M)	-0.03 (S)	0.89 (P)
SH77	1.92	1.94	0.79 (M)	0.09 (S)	0.96 (M)
SH78	2.16	2.08	0.94 (M)	-0.13 (N)	0.85 (P)
SH79	2.26	2.34	0.85 (M)	0.13 (P)	0.96 (M)
SH80	2.22	2.19	0.92 (M)	-0.01 (S)	0.98 (M)
SH81	2.10	2.09	0.91 (M)	0.00 (S)	0.98 (M)
SH82	2.38	2.33	0.98 (M)	-0.06 (S)	0.95 (M)
SH83	1.99	2.00	0.89 (M)	0.03 (S)	0.97 (M)

Symbols of textural type are identical with those of Table 15.

TABLE 33 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE HAYAMA FORMATION IN THE HIMENONO AREA

Specimen	Quartz (%)			Feldspar (%)			Rock Fragments (%)			Matrix (%)
	Q1	Q2	T	Or	Pl	T	Ch	Ot	T	
SH01	15.4	6.7	22.2	21.4	14.3	35.6	2.4	13.7	16.0	26.1
SH02	12.7	5.5	18.2	18.6	16.2	34.9	3.9	14.8	18.7	27.2
SH03	19.2	5.0	24.3	16.6	14.0	30.6	1.2	20.0	21.2	24.0
SH04	12.6	14.6	27.2	16.0	8.2	24.2	8.1	18.3	26.4	22.2
SH05	17.9	4.7	22.6	21.7	8.0	29.6	2.3	15.0	17.3	30.5
SH06	17.2	8.0	25.3	20.0	14.0	34.1	1.4	16.7	19.1	22.5
SH07	11.3	4.4	15.7	21.4	15.5	36.9	2.6	17.0	19.6	27.8
SH08	21.3	7.1	28.3	27.0	9.2	36.2	2.3	14.6	16.9	18.6
SH09	16.1	16.8	32.9	19.4	11.9	31.3	3.0	12.3	15.2	20.6
SH10	14.0	9.8	23.8	23.4	13.9	37.2	3.5	13.5	16.9	22.1
SH11	16.8	7.7	24.6	21.1	13.9	35.0	4.5	13.3	17.7	22.8
SH12	19.2	4.7	23.9	20.5	20.4	41.0	2.3	8.5	10.7	24.4
SH13	15.0	7.5	22.5	19.1	16.2	35.3	2.7	12.7	15.3	26.9
SH14	14.5	12.8	27.4	25.8	15.6	41.4	4.5	9.4	13.9	17.3
SH15	13.9	7.9	21.8	20.8	21.2	42.0	1.6	12.8	14.4	21.9
SH16	13.6	2.4	15.9	21.7	13.5	35.1	1.4	13.6	15.0	34.0
SH17	17.1	7.1	24.2	23.4	15.0	38.4	1.5	8.8	10.4	27.0
SH18	10.9	6.3	17.1	23.9	16.5	40.4	2.1	14.3	16.4	26.2
SH19	15.3	8.1	23.4	19.6	16.5	36.0	4.4	11.1	15.5	25.1
SH20	15.3	2.1	17.4	19.1	14.5	33.6	1.8	17.2	19.0	30.0
SH21	11.7	1.9	13.6	28.8	14.1	42.9	1.4	12.6	14.0	29.6
SH22	15.1	6.9	22.0	23.6	13.2	36.7	2.6	11.0	13.6	27.7
SH23	13.7	6.2	19.9	27.0	10.4	37.4	5.1	10.3	15.4	27.3
SH24	13.7	7.6	21.3	20.0	14.6	34.6	8.6	13.2	21.8	22.4
SH25	18.4	3.8	22.1	20.4	17.0	37.4	1.9	13.5	15.4	25.0
SH26	11.0	4.7	15.7	25.1	11.5	36.6	0.8	18.3	19.1	28.7
SH27	11.1	7.4	18.5	22.0	21.6	43.5	2.3	7.6	10.0	28.0
SH28	11.5	12.9	24.4	19.9	23.6	43.5	2.5	7.0	9.5	22.7
SH29	12.9	10.2	23.1	19.0	19.6	38.6	2.0	7.8	9.8	28.5
SH30	17.0	11.2	28.3	25.3	9.0	34.3	3.0	12.1	15.0	22.4
SH31	14.5	5.6	20.1	24.8	8.2	33.0	3.5	14.4	18.0	28.9
SH32	17.6	7.7	25.3	20.4	11.9	32.3	2.8	15.6	18.4	24.0
SH33	16.4	3.9	20.3	21.7	14.0	35.7	1.1	17.1	18.2	25.8
SH34	15.0	4.9	19.8	20.7	15.1	35.8	2.8	13.4	16.2	28.2
SH35	11.7	5.8	17.5	20.7	11.4	32.1	3.1	13.7	16.7	33.6
SH36	12.9	6.0	18.9	18.6	15.1	33.7	1.4	21.7	23.1	24.4
SH37	9.3	5.5	14.8	24.6	21.2	45.8	0.8	8.2	9.0	30.4
SH38	16.3	8.9	25.2	21.9	13.4	35.3	0.6	11.4	12.0	27.5
SH39	15.8	11.3	27.1	15.7	15.4	31.1	2.7	13.0	15.6	26.1
SH40	14.4	7.7	22.2	16.2	19.0	35.2	1.9	15.9	17.7	24.9
SH41	14.4	5.4	19.8	22.1	15.1	37.3	3.0	8.7	11.6	31.3
SH42	9.5	11.0	20.5	23.2	15.9	39.1	3.8	9.7	13.5	26.9

TABLE 33 (CONTINUED)

Specimen	Quartz (%)			Feldspar (%)			Rock Fragments (%)			Matrix (%)
	Q1	Q2	T	Or	Pl	T	Ch	Ot	T	
SH43	13.6	7.2	20.9	20.7	16.4	37.0	2.5	12.4	14.9	27.2
SH44	10.6	5.9	16.6	24.1	11.6	35.7	2.8	14.7	17.5	30.2
SH45	9.3	9.1	18.4	22.6	12.8	35.4	3.2	13.6	16.8	29.3
SH46	11.4	7.7	19.1	16.5	9.6	26.1	2.5	24.9	27.3	27.4
SH47	11.4	3.8	15.2	28.1	14.9	43.1	1.0	6.9	7.9	33.9
SH48	14.0	7.2	21.3	19.6	13.0	32.6	5.4	16.0	21.4	24.7
SH49	17.8	4.6	22.5	18.0	12.3	30.3	2.9	14.0	17.0	30.2
SH50	11.8	9.2	21.0	22.7	12.6	35.3	2.5	15.7	18.2	25.5
SH51	11.2	6.4	17.5	23.5	11.3	34.8	1.8	18.6	20.4	27.3
SH52	10.6	0.8	11.4	24.3	14.8	39.1	1.2	10.7	11.9	37.6
SH53	15.5	16.4	31.9	20.5	10.8	31.3	1.5	9.6	11.1	25.8
SH54	12.5	10.1	22.6	24.9	10.4	35.3	3.1	13.7	16.8	25.3
SH55	16.3	8.2	24.5	11.5	25.3	36.8	2.1	13.3	15.5	23.2
SH56	8.4	5.2	13.6	15.2	20.0	35.2	2.2	20.7	22.8	28.4
SH57	11.4	5.3	16.8	17.5	17.7	35.2	2.9	14.0	17.0	31.0
SH58	12.8	3.7	16.5	18.4	20.5	38.9	2.0	12.5	14.5	30.1
SH59	13.3	3.0	16.3	16.8	20.9	37.7	2.1	14.3	16.4	29.6
SH60	10.1	3.7	13.9	16.7	20.4	37.0	1.1	19.6	20.7	28.4
SH61	19.6	3.8	23.5	11.0	17.9	28.9	1.3	15.4	16.7	31.0
SH62	15.1	6.8	22.0	17.4	16.1	33.6	2.9	15.5	18.3	26.1
SH63	15.4	9.5	24.8	13.9	21.4	35.3	2.6	11.9	14.5	25.4
SH64	13.9	4.8	18.7	20.2	13.1	33.3	2.1	16.5	18.6	29.3
SH65	15.6	4.3	19.9	20.7	16.2	36.8	4.4	15.5	19.9	23.4
SH66	10.9	5.3	16.2	10.7	27.9	38.6	2.7	17.3	20.0	25.1
SH67	15.8	4.1	20.0	10.2	24.1	34.3	2.5	19.2	21.6	24.1
SH68	11.1	12.3	23.4	13.7	21.5	35.2	0.8	15.7	16.5	24.9
SH69	13.6	4.8	18.4	14.8	28.3	43.1	1.9	11.2	13.1	25.4
SH70	16.1	7.5	23.5	13.9	23.3	37.1	1.9	17.6	19.5	19.8
SH71	10.6	11.1	21.8	16.7	25.2	41.9	0.9	12.8	13.7	22.7
SH72	13.5	11.9	25.4	11.1	30.1	41.2	0.0	11.7	11.7	21.8
SH73	16.8	6.9	23.7	13.1	25.4	38.5	0.5	12.0	12.5	25.2
SH74	12.1	11.6	23.8	15.1	22.3	37.4	0.3	16.3	16.5	22.3
SH75	7.1	13.4	20.5	13.7	29.6	43.2	1.7	9.8	11.4	24.8
SH76	10.1	4.5	14.7	13.1	22.6	35.7	0.8	19.6	20.4	29.3
SH77	9.7	7.0	16.7	10.8	26.4	37.2	1.1	20.9	21.9	24.2
SH78	9.5	12.2	21.7	12.9	26.2	39.1	0.4	14.8	15.2	24.0
SH79	10.1	5.6	15.7	11.1	21.8	32.9	2.0	21.2	23.2	28.2
SH80	11.8	6.4	18.1	12.1	24.6	36.7	2.1	17.3	19.3	25.9
SH81	7.5	16.3	23.8	10.9	26.5	37.4	1.4	13.4	14.7	24.0
SH82	12.5	8.3	20.8	9.1	20.7	29.7	2.1	21.2	23.2	26.3
SH83	14.0	11.2	25.1	10.0	22.3	32.3	3.6	15.8	19.4	23.1

Ot: other rock fragments. Other denotations are identical with those of Table 2 and Table 3.

TABLE 34 COMPARISON WITH MAJOR MINERAL COMPONENTS OF SANDSTONES AMONG THE THREE MAJOR ROUTES OF THE HAYAMA FORMATION IN THE ODOCHI AREA

	SB route		SO route		SK route	
	Mc(%)	Va	Mc(%)	Va	Mc(%)	Va
Quartz	21.88	20.93	22.96	20.58	23.72	6.29
Q1	14.92	10.00	16.38	13.94	15.45	8.74
Q2	6.95	7.23	6.59	8.04	8.29	9.77
Feldspar	37.43	32.55	36.87	6.49	35.77	13.80
Or	20.59	21.56	19.28	9.79	15.27	6.32
Pl	16.84	12.81	17.59	17.09	20.50	16.76
Rock Fragments	14.37	12.27	16.19	9.85	15.06	14.77
Ch	2.03	1.49	1.83	0.75	2.49	1.12
Ot	12.35	12.95	14.36	9.63	12.56	14.84
Matrix	26.33	38.61	23.98	22.22	25.47	7.88
No. of samples	26		23		20	

Mc: Mean, Va: Variance. Other denotations are identical with those of Tables 2, 3 and 33.

TABLE 35 AVERAGE AND VARIANCE OF MAJOR MINERAL COMPONENTS IN THE HIBIHARA AND HAYAMA FORMATIONS IN THE ODOCHI AREA

	Hibihara F.		Hayama F.	
	Average (%)	Variance	Average (%)	Variance
Quartz	18.1	20.8	22.8	16.7
non-undulose	12.5	15.9	15.6	11.0
undulose	5.6	6.6	7.2	8.5
Feldspar	39.8	46.8	36.8	18.4
orthoclase	20.8	28.6	18.6	17.8
plagioclase	19.0	11.1	18.2	17.3
Rock Fragments	19.0	38.5	15.2	12.4
chert	3.8	7.7	2.1	1.2
others	15.2	23.7	13.1	12.9
Matrix	23.1	23.4	25.3	24.6
No. of samples	35		69	

粒径はおよそ同じであるが、とくに分級度、歪度および尖度に相違が認められる。たとえば、平均粒径と分級度について分散図を Fig. 113 に描いてみると、日比原層では分級度のよいものも多く、半山層には分級度の悪いものが多い。図中の直線は判別関数法をもちいて算出した判別直線である。また、Fig. 114 に CM ダイアグラムを描くと、日比原層では O-P, P-Q および Q-R segment がかなり明瞭に現われて tractive current による堆積物であるこ

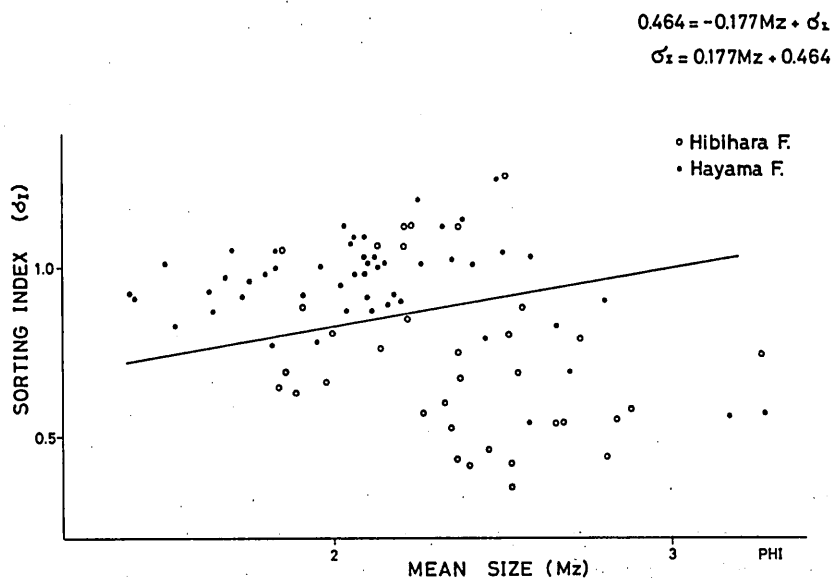


FIG. 113 Scatter plot of sorting index versus mean size of sandstone in the Hibihara and Hayama Formations in the Monobegawa valley.

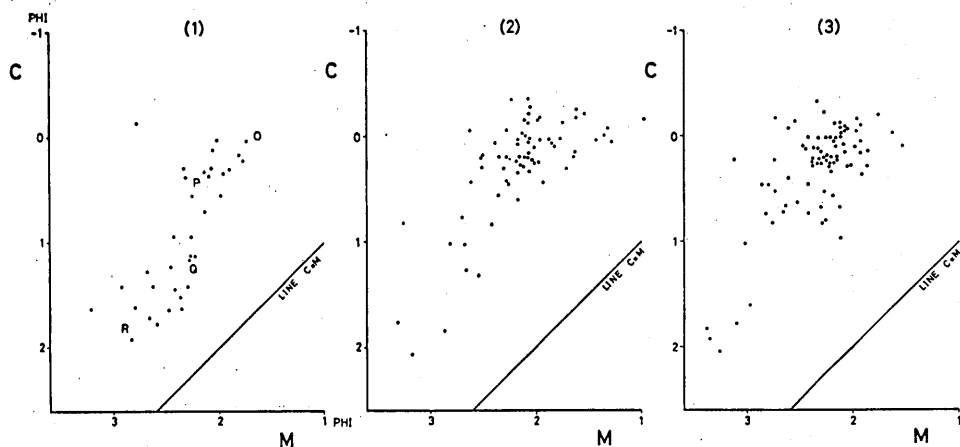


FIG. 114 CM diagram of the Hibihara and Hayama Formations.

- (1): Hibihara Formation (2): Hayama Formation in the Odochi area
 (3): Hayama Formation in the Himenono area

とが推定されるのに対して、半山層では $C=M$ の線に平行な Q-R segment だけが認識され turbidity current による堆積物の性格を示している。

次に礫組成について日比原層と半山層の比較を行った (Table 23 参照)。日比原層の礫組成は Fig. 83-88 に示してある。半山層には、岡ノ内奈路付近に細礫～中礫からなる薄いレンズ状礫岩 (Fig. 65 の MCG 25 地点) と、小川沿いの則友付近によく円磨された中礫を

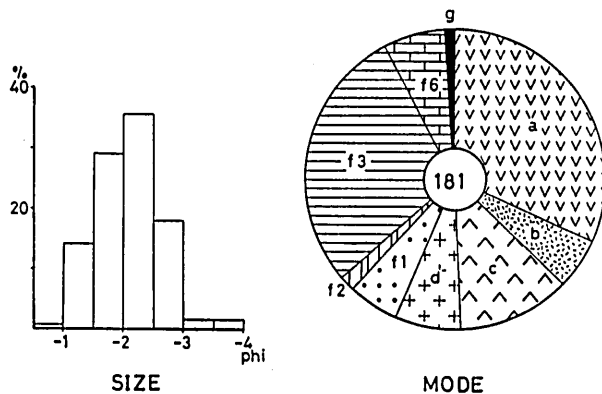


Fig. 115 Size and mode of gravels from the conglomerate in the Hayama Formation (MCG25).

む礫質泥岩 (pebbly mudstone) がある。岡ノ内奈路付近の礫岩の礫径と組成を Fig. 115 および Table 23 に示す。測定個数は181個で、礫種としては酸性火山岩～火山砕屑岩類 (31.5%)、中性火山岩～火山砕屑岩類 (5.5%)、酸性～中性半深成岩類 (12.2%)、酸性深成岩類 (7.2%)、砂岩 (5.5%)、チャート (1.7%)、頁岩 (28.7%)、石灰岩 (6.6%) およびホルンフェルス (1.1%) が含まれる。同時礫と思われる頁岩のパッチが多いが、それらを考慮すると日比原層のものとは大差はない。則友付近の礫質泥岩 (Fig. 65 の MCG 26 地点) は採集個数が少ない (25個) ので図にはあらわしていないが、砂岩と頁岩11個、半深成岩類6個、その他、安山岩、ミロナイト、ホルンフェルス、片麻岩、花崗岩、アプライト、グラノファイアなどが認められた。

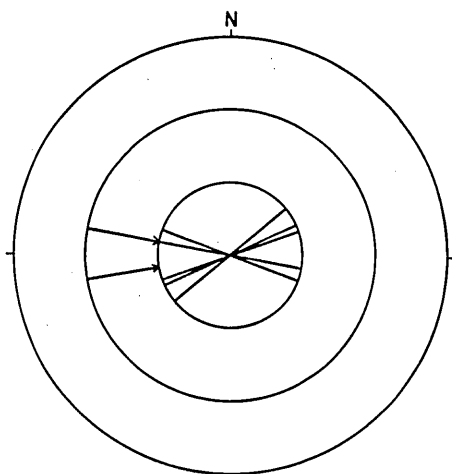


Fig. 116 Direction of paleocurrents of the Hayama Formation.

半山層には押谷付近 (So 07, So 08 地点) および奈路付近 (So 09 地点) で flute cast と groove cast が観察された。これから古流向を復元したものが Fig. 116 に示してある。半山層では W→E の軸流が推定され、日比原層の場合と逆になることに注目したい。

2. 湯浅一有田川流域

湯浅一有田川流域では、和歌山県有田郡広川町寺柚付近の寺柚層 (岡角, 1970) と有田郡金屋町修理川東方の石垣層 (平山, 1956 b) について検討し、秩父帯の同時代層と比較した。

(a) 寺柚層

北側の秩父帯の古生層および上部ジュラ系由良層と仏像構造線によって境され、四万十帯の地層は上位の寺柚層と下位の白馬層に区分される (地質図・地質断面図は Fig. 2, 4 参照)。

両角 (1970) および MOROZUMI (1970) によると、寺杣層は中部の頁岩層から *Inoceramus* sp. cf. *I. amakusensis*, *I. sp. cf. I. ezoensis*, *I. sp. cf. I. cycloides* を産出し、浦河統ないしその一部に対比される。また、中世古ほか (1979) は寺杣層の泥岩と白馬層のチャートから、それぞれ Coniacian~Santonian (浦河統) と、Valanginian (高知統上部) を示す放散虫化石を見いだしている。

寺杣層は下位より A, B, C の3部層に分けられる (Fig. 117)。A 部層は主として砂岩優勢互層よりなり、ときに塊状砂岩、頁岩、砂泥等量互層を伴う。広川ダム付近では層厚 800 m 以上に達するが、西へ向かってしだいに薄くなり、夏明付近では 400 m 程度となる。B 部層は寺杣付近によく露出しており、主として黒色塊状頁岩よりなるが、薄い等量互層や頁岩優勢互層もみられる。層厚は約 300 m である。C 部層は大正池付近に広く分布しており、砂岩および砂岩優勢互層よりなり、前田東方には酸性凝灰岩の薄層がレンズ状にはさまれる。上限不明で層厚は約 400 m である。

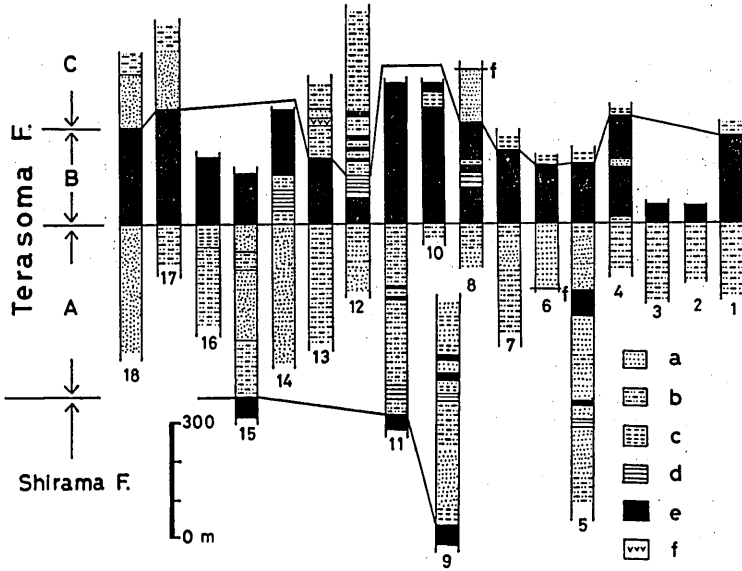


Fig. 117 Stratigraphical columnar section of the Terasoma Formation.

a: sandstone, b: sandy flysch, c: normal flysch, d: muddy flysch, e: mudstone, f: acidic tuff.

1-5: south of Kushigatanimine, 6-7: east of Tsukanotanimine, 8: north of Tsukanotanimine, 9: Kozue, 10: northwest of Takihara, 11: Terasoma-Ochiai, 12: Taisho pond, 13: Sarukawa; 14: northeast of Mt. Torimatsu, 15-18: Konose-Natsuake.

寺杣層については45個の砂岩を採集し、粒度分析と主成分鉱物組成分析を行った。個々の砂岩の分析結果を Table 36 に、Q-F-R 図と Q-P-K 図を Fig. 118 に示す。石英量は16.1-31.3%で平均22.6%，カリ長石は9.6-28.3%で平均19.4%，斜長石量は12.0-29.4%で平均19.1%，全長石量は29.9-45.0%で平均38.5%，岩片量は6.8-29.2%で平均14.6%，基質

TABLE 36 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS AND SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE TERASOMA FORMATION

Specimen	Major Mineral Components (in %)								Size Parameters			
	Quartz	Feldspar			Rock Fragments			Matrix	Mean (phi)	Sorting Index (phi)	Skewness	Kurtosis
		Or	Pl	T	Ch	Ot	T					
AT01	20.6	13.2	18.9	32.1	1.2	20.1	21.3	26.1	2.31	0.86	-0.05	1.16
AT02	28.1	17.8	15.9	33.7	0.9	10.4	11.2	27.0	2.01	0.93	0.00	0.78
AT03	24.9	17.7	17.6	35.3	2.1	21.6	23.7	16.1	1.59	1.02	0.11	0.98
AT04	31.3	17.5	18.3	35.8	3.2	8.5	11.8	21.2	1.96	0.90	-0.14	1.03
AT05	24.6	18.4	22.3	40.7	1.2	8.5	9.7	24.9	2.61	0.85	-0.15	0.93
AT06	24.0	14.9	29.4	44.3	1.7	11.1	12.8	18.9	2.18	0.79	-0.03	0.89
AT07	22.2	18.4	26.6	45.0	0.6	11.6	12.2	20.6	2.25	0.57	0.20	1.18
AT08	20.3	24.3	16.1	40.4	1.3	15.3	16.6	22.7	2.44	0.55	0.10	1.06
AT09	26.1	9.6	20.8	30.4	3.0	22.3	25.2	18.3	1.96	1.12	-0.04	0.87
AT10	22.6	25.7	13.9	39.6	0.0	8.4	8.4	29.4	2.69	0.74	-0.02	1.05
AT11	24.5	18.3	17.2	35.5	0.5	17.9	18.3	21.6	2.18	0.69	-0.03	1.17
AT12	23.3	22.6	16.5	39.1	1.4	13.2	14.6	23.1	2.32	0.57	0.05	0.99
AT13	23.8	18.9	25.3	44.2	0.6	12.3	12.9	19.1	2.12	0.70	0.03	1.00
AT14	24.3	17.8	23.2	41.0	1.6	9.9	11.5	23.3	2.21	0.90	-0.02	1.12
AT15	19.1	24.6	16.6	41.2	0.3	11.4	11.7	27.9	2.99	0.47	-0.02	1.04
AT16	26.7	18.5	12.0	30.6	3.2	17.0	20.3	22.4	1.99	0.86	-0.05	1.04
AT17	26.1	20.2	15.4	35.6	1.6	15.3	16.9	21.4	2.00	0.84	-0.06	0.88
AT18	16.1	24.0	20.6	44.6	0.1	12.5	12.6	26.7	3.07	0.53	0.01	1.03
AT19	24.7	16.2	22.8	39.0	3.0	7.4	10.4	25.9	1.75	0.94	0.16	0.99
AT20	18.5	28.3	12.6	40.9	1.9	12.0	13.9	26.7	2.53	0.62	0.04	0.98
AT21	27.4	20.6	14.1	34.7	3.1	12.3	15.4	22.5	2.06	0.86	-0.02	0.93
AT22	22.8	22.3	19.9	42.2	1.5	8.9	10.3	24.7	2.49	0.53	0.15	1.03
AT23	22.8	16.9	22.8	39.8	1.3	15.5	16.7	20.7	2.07	0.82	-0.03	1.03
AT24	21.1	20.5	14.6	35.1	0.7	19.2	19.9	23.9	1.76	0.99	0.00	0.96
AT25	24.8	27.0	12.0	40.9	0.0	6.5	6.5	27.8	2.75	0.81	-0.17	1.22
AT26	21.7	25.9	15.4	41.3	0.5	10.1	10.6	26.3	2.59	0.60	-0.06	1.16
AT27	21.8	17.2	20.0	37.1	0.0	11.8	11.8	29.3	2.06	0.92	-0.02	1.04
AT28	26.8	23.9	15.0	38.9	0.5	10.4	10.9	23.5	2.02	0.87	-0.07	1.05
AT29	18.0	25.1	18.8	43.9	0.3	7.2	7.6	30.6	2.79	0.64	0.05	0.97
AT30	16.7	26.3	18.7	45.0	0.3	6.5	6.8	31.4	2.92	0.57	0.04	1.23
AT31	19.4	16.1	28.7	44.9	1.3	11.2	12.5	23.2	2.09	0.72	-0.05	1.13
AT32	19.1	25.2	22.1	47.3	1.3	10.0	11.3	22.3	2.42	0.66	0.06	0.96
AT33	26.7	19.8	18.9	38.8	1.2	13.2	14.4	20.1	2.33	0.65	0.11	0.99
AT34	26.3	15.7	19.1	34.8	0.3	17.2	17.5	21.4	1.88	0.63	0.09	1.13
AT35	21.9	10.3	22.5	32.8	1.0	23.1	24.0	21.3	2.04	0.89	-0.18	0.85
AT36	24.8	22.3	18.3	40.6	2.1	10.0	12.0	22.6	2.11	0.74	0.06	0.82
AT37	16.9	13.2	16.7	29.9	0.2	20.5	20.6	32.6	2.45	0.85	-0.02	1.03
AT38	20.8	14.7	17.9	32.6	0.0	16.0	16.0	30.6	2.45	0.99	-0.16	0.99
AT39	18.4	19.4	20.2	39.6	0.6	11.3	11.9	30.2	2.24	0.70	0.03	0.98
AT40	16.7	22.9	21.4	44.3	3.0	12.7	15.6	23.3	1.99	0.82	0.13	0.95
AT41	30.3	16.5	26.1	42.6	2.2	14.5	16.8	10.3	1.55	0.75	0.11	1.04
AT42	16.6	16.0	22.0	38.0	1.6	14.5	16.1	29.4	2.37	0.82	-0.14	1.04
AT43	23.1	17.5	16.5	34.0	2.9	14.6	17.5	25.4	2.22	0.82	-0.12	1.09
AT44	19.8	16.5	15.6	32.1	2.7	18.2	20.9	27.2	2.19	0.68	-0.02	0.90
AT45	19.0	12.8	21.5	34.3	2.4	15.4	17.9	28.8	2.37	0.74	-0.10	0.90

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, T: total, Ch: chert, Ot: others.

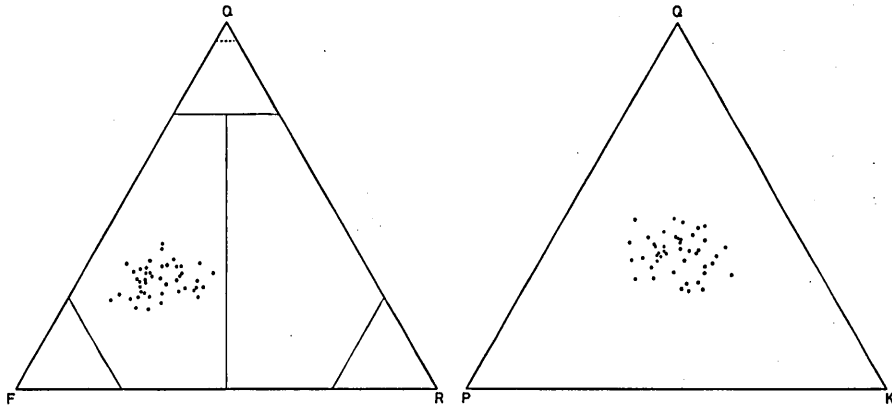


Fig. 118 Compositional diagram of sandstones of the Terasoma Formation.

は10.3-32.6%で平均24.3%であり、石英、カリ長石、斜長石の各量はほぼ等しい。岡田(1971)の分類案に従うと、すべて長石質砂岩の分野にはいり、45個のうち1個をのぞいて基質量が15%以上のワッケに属する。

粒度分布をみると、平均粒径は $1.55 \sim 2.99 \phi$ (0.34~0.13 mm) で平均 2.25ϕ (0.21 mm)、分級度は0.47~1.21で平均0.77、歪度は-0.18~+0.32で平均-0.01、尖度は0.68~1.23で平均1.01となる。

次に寺杣層の堆積構造について述べる。内部堆積構造としては砂岩頁岩互層中の砂岩に grading が比較的良好に観察されるが、いわゆる Bouma sequence (BOUMA, 1962) を完全に示すものはほとんどない。外部堆積構造としてはソール・マークがほとんどで、なかでも load cast の発達がよく、その他に flute cast, groove cast および current crescent cast が見られる。これらから古流向を復元すると Fig. 119 のようになり、北ないし北西からの測方流と、北東からの軸流が主で、一部に南から北へ向う流れを認めることができる。

相互に同時異相関係にあるとみなされる秩父帯の御霊層、松原層と四万十帯の寺杣層、石垣層(後述)の主成分鉱物含有量と粒度係数の各平均値を比較したものを Table 37 に示す。主成分鉱物含有量では、寺杣層の方が御霊層より相対的に石英と岩片に乏しく、長石と基質にとむ。粒度係数のうち分級度、歪度および尖度では両者間にほとんど差がないが、平均粒径に関して寺杣層の方がすこし細粒である。御霊層と寺杣層について CM ダイアグラムを描くと (Fig. 120)、両者とも $C=M$ の線におよそ平行な Q-R segment が識別でき、運搬・堆積営力としての turbidity current が推定される。巨視的層相の上では、いずれにもフリッシュ型堆積物が顕著であるが、御霊層の方がいくらか粗粒で礫岩層をはさむのに対して、寺杣層には礫岩はまったく認められない。古流向は北ないし北西からの側方流を両層とももち、北方に陸地の存在が考えられる。

(b) 石垣層

2万5千分の1の地形図「金屋」にもとづいて、上修理川から粟生上の組南方の大田谷川にいたる間で31個の砂岩を採集し(採集地点は Fig. 5 参照)、粒度分析を26個、主成分鉱物組成分析を23個行った(うち、重複するものは18個である)。結果を Table 38, 39 に示す。

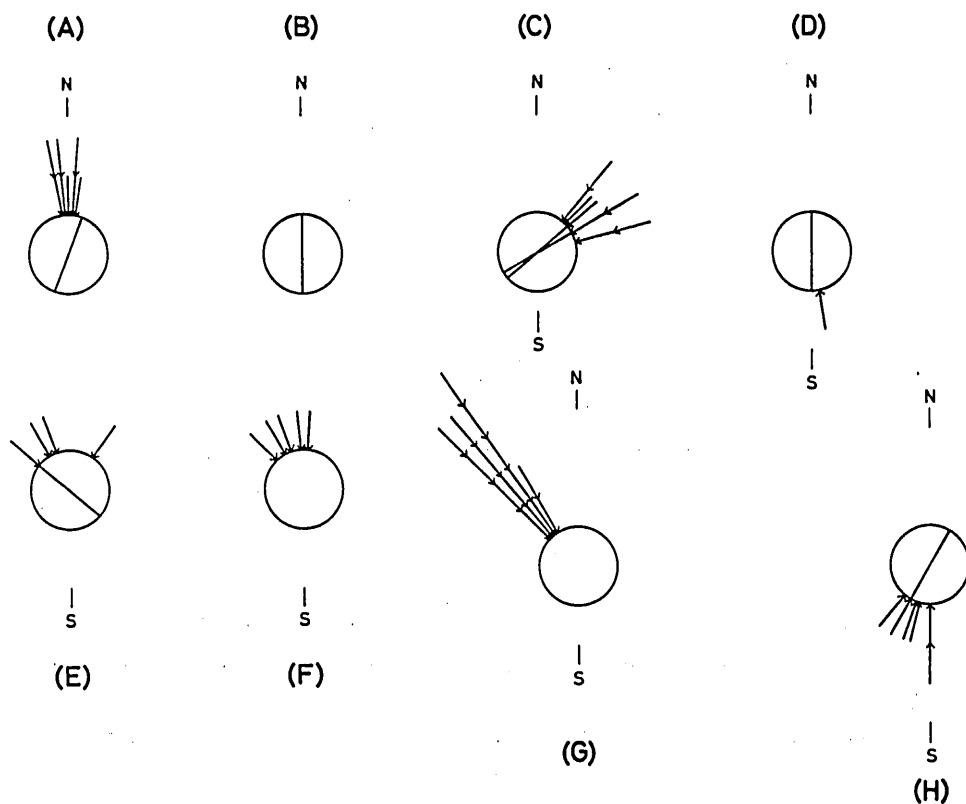


FIG. 119 Current rose diagram of the Terasoma Formation.
Localities (A-H) are shown in Fig. 2.

TABLE 37 AVERAGE OF MAJOR MINERAL COMPONENTS AND SIZE PARAMETERS
OF SANDSTONES OF THE GORYO, MATSUBARA, TERASOMA AND ISHIGAKI
FORMATIONS IN THE YUASA-ARIDAGAWA AREA

	Goryo F.	Matsubara F.	Terasoma F.	Ishigaki F.
Quartz	25.3%	28.1%	22.6%	20.8%
Feldspar	34.7	26.0	38.5	29.7
orthoclase	16.0	7.6	19.4	6.8
plagioclase	18.7	18.4	19.1	22.9
Rock Fragments	20.6	29.0	14.6	24.0
chert	1.2	1.0	1.3	0.3
others	19.4	28.0	13.3	23.7
Matrix	19.5	16.9	24.3	25.6
Mean Size	1.92 phi	—	2.25 phi	1.60 phi
Sorting Index	0.72	—	0.77	0.76
Skewness	0.01	—	-0.01	0.05
Kurtosis	1.01	—	1.01	0.98
No. of Samples	24	13	45	18

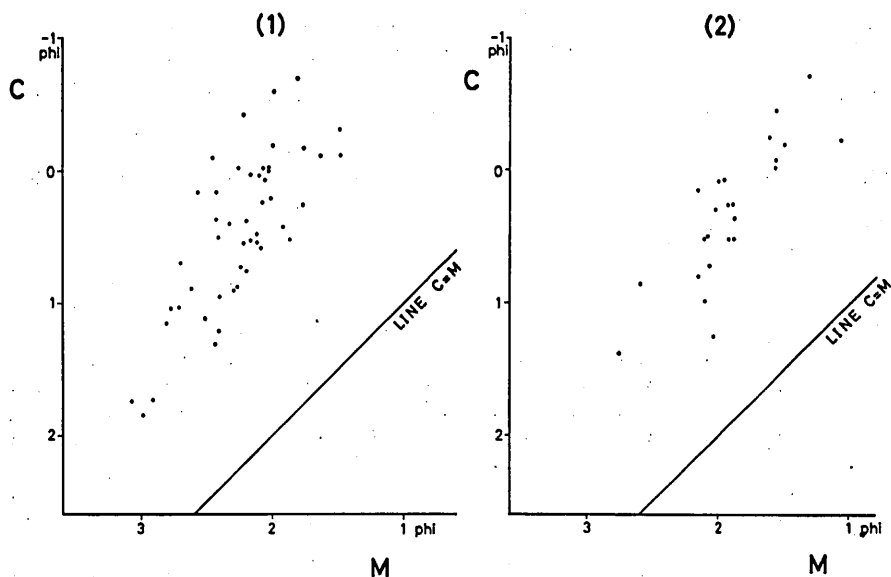


FIG. 120 CM diagram of the Terasoma and Goryo Formations.

(1): Terasoma F. (2): Goryo F.

TABLE 38 QUANTITATIVE DATA ON SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE ISHIGAKI FORMATION IN THE ARIDAGAWA VALLEY

Sample No.	Median in phi	Mean in phi	Sorting Index	Skewness	Kurtosis
AO01	1.11	1.16	0.64	0.16	1.17
AO02	1.99	1.93	0.94	-0.08	0.98
AO03	1.43	1.58	0.96	0.18	0.94
AO04	1.96	1.95	0.77	0.01	0.91
AO05	1.30	1.32	0.72	0.06	0.87
AO06	1.33	1.37	0.54	0.13	1.07
AO07	2.52	2.52	0.80	-0.02	0.93
AO08	1.62	1.67	0.74	0.08	0.99
AO09	1.50	1.53	0.81	0.09	1.08
AO10	1.88	1.78	0.90	-0.13	0.96
AO11	0.65	0.72	0.70	0.19	1.07
AO13	1.02	1.12	0.76	0.19	0.87
AO14	2.33	2.37	0.85	0.08	0.93

Sample No.	Median in phi	Mean in phi	Sorting Index	Skewness	Kurtosis
AO15	2.93	2.86	0.51	-0.16	1.02
AO16	1.89	1.85	0.91	-0.04	0.90
AO17	1.81	1.79	0.75	0.00	0.99
AO18	1.09	1.16	0.90	0.18	1.03
AO19	0.61	0.64	0.65	0.13	1.09
AO21	1.59	1.65	0.67	0.14	1.08
AO23	0.82	0.87	0.86	0.09	0.96
AO24	1.21	1.23	0.72	0.10	0.90
AO25	1.55	1.60	0.80	0.06	0.95
AO26	2.52	2.59	0.83	0.09	0.92
AO27	1.39	1.43	0.53	0.06	1.04
AO28	1.38	1.33	0.71	-0.09	0.91
AO29	1.88	1.70	0.81	-0.32	0.88

TABLE 39 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE ISHIGAKI FORMATION IN THE ARIDAGAWA VALLEY

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Se	Vo	P	M	T	
AO01	32.0	9.8	19.5	29.3	0.1	0.3	2.5	8.4	2.7	0.0	13.9	24.7
AO02	22.9	10.2	26.5	36.7	0.1	0.6	2.9	7.5	1.3	0.0	12.3	28.1
AO03	22.7	8.0	28.2	36.2	0.0	1.2	2.5	9.4	2.1	0.0	15.2	26.0
AO04	22.7	9.7	33.8	43.5	0.1	0.8	0.1	9.5	0.7	0.0	11.2	22.7
AO05	22.5	6.3	15.7	22.2	0.7	0.3	3.6	26.8	1.4	0.0	32.8	22.5
AO08	16.6	7.3	24.0	31.3	0.4	0.1	1.3	23.1	0.3	0.0	25.2	26.8
AO10	22.6	8.3	28.8	37.0	0.0	0.8	2.0	12.3	2.1	0.0	17.2	23.2
AO11	13.5	2.1	5.9	8.0	0.1	0.2	19.8	37.5	1.1	0.0	58.7	19.9
AO12	21.7	5.6	9.5	15.1	1.0	0.1	4.3	31.0	1.3	0.2	37.8	25.4
AO14	14.0	6.4	37.3	43.8	0.1	1.4	1.6	10.9	0.6	0.0	14.6	27.6
AO16	21.1	6.3	26.6	33.0	0.3	3.0	1.8	12.0	1.4	0.0	18.6	27.4
AO17	15.2	6.7	33.0	39.7	0.1	1.4	1.4	16.0	0.6	0.0	19.5	25.6
AO18	28.1	7.2	27.8	35.0	0.5	0.4	1.4	9.5	1.0	0.0	12.8	24.1
AO19	31.9	11.0	21.9	32.9	0.0	0.6	1.4	13.3	3.6	0.0	18.8	16.3
AO20	15.3	6.3	13.6	20.0	0.0	0.0	3.7	22.7	1.0	0.0	27.3	37.5
AO22	17.5	5.0	12.5	17.5	0.6	0.4	1.3	29.8	2.2	0.0	34.5	30.5
AO23	29.8	7.7	24.3	32.0	0.0	0.4	4.9	7.6	2.5	0.5	15.9	22.3
AO24	21.0	8.4	23.7	32.1	0.5	0.3	3.2	12.7	2.3	0.0	18.9	28.0
AO25	17.9	7.1	28.4	35.5	0.0	1.1	1.3	9.9	1.2	0.0	13.5	33.2
AO26	19.3	5.6	32.0	37.6	0.0	0.3	1.3	10.6	1.1	0.0	13.3	29.8
AO27	13.8	1.9	22.9	24.8	0.0	0.4	1.6	38.0	0.5	0.0	40.5	20.9
AO30	17.5	3.7	19.9	23.6	1.3	0.2	4.2	26.4	1.0	0.3	33.4	25.5
AO31	18.9	4.7	10.7	15.4	0.2	0.0	5.6	38.5	0.7	0.1	45.0	20.7

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Se: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

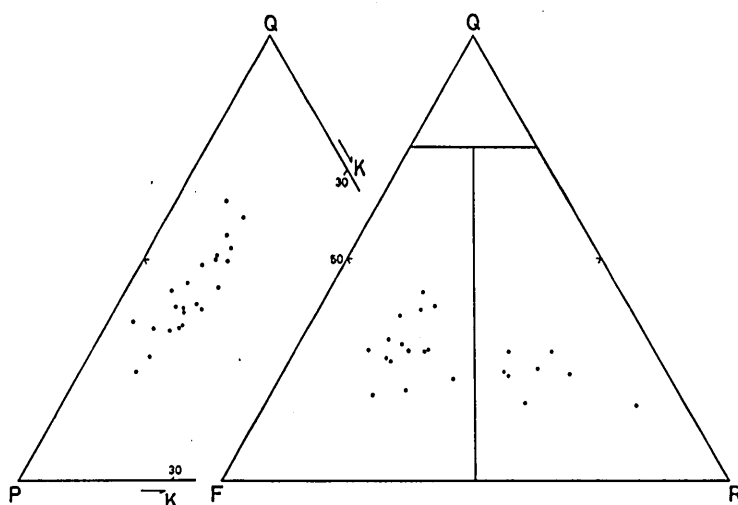


FIG. 121 Compositional diagram of sandstones of the Ishigaki Formation.

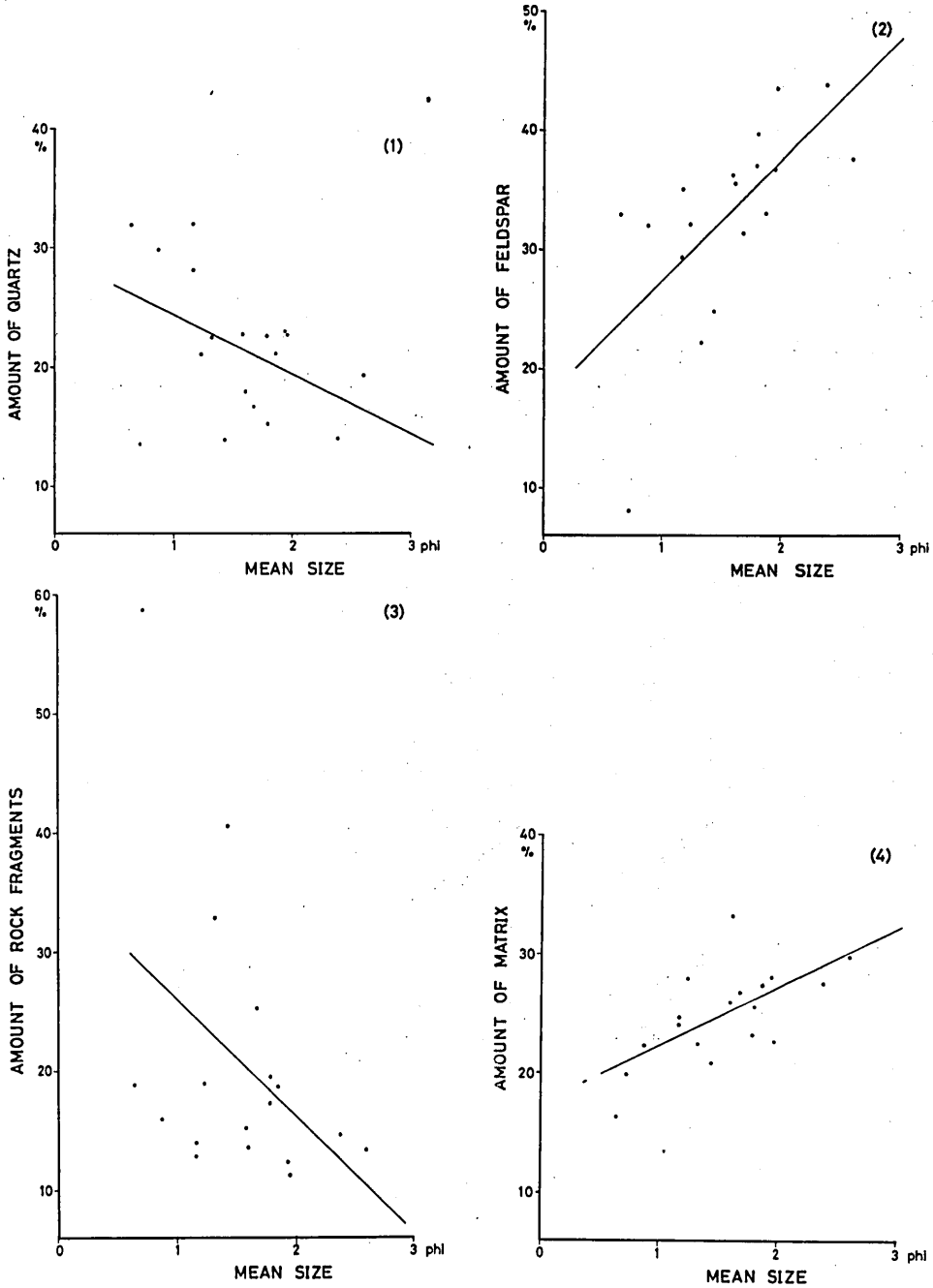


FIG. 122 Scatter plot of major mineral content versus mean size of sandstones from the Ishigaki Formation. Straight line in figure is regression line.

- (1): quartz content versus mean size (2): feldspar content versus mean size
 (3): rock fragments content versus mean size (4): matrix content versus mean size

石垣層は、平山ほか（1956 b）では三疊系からジュラ系にわたるとされているが、清水ほか（1973）による日高川帯の地層対比試案の中では西方に発達する寺杣層と同時代の浦河統に属するようにされている。寺杣層にはフリッシュ型互層がよく発達し酸性凝灰岩がはさまれ、一方、石垣層は砂岩頁岩互層を主とするが、砂岩の厚層のほかにチャートを多量にはさみ、また輝緑凝灰岩を伴う。一応、両者は同時異相関係にあると考えられているが、層序の詳細とともに今後検討を要する点が残っている。

主成分鉱物組成についてみると、石英量13.5-32.0%で平均20.8%，カリ長石1.9-11.0%で平均6.8%，斜長石量5.9-37.3%で平均22.9%，全長石量8.0-43.8%で平均29.7%，岩片量11.2-58.7%で平均24.0%，基質質16.3-37.5%で平均25.6%である。Q-F-R 図と Q-P-K 図を描くと Fig. 121 のようになり、寺杣層のものとは異なっていて、長石質ワッケと石質ワッケの両分野にまたがる。また、カリ長石がかなり少なくなっている。粒度分布においては両層間に相違はまったくない。運搬過程ではなく、供給地あるいは堆積場の状態の違いがあらわれているものと考えられる。

主成分鉱物含有量と平均粒径の関係をみると (Fig. 122)，各鉱物とも平均粒径に対して相

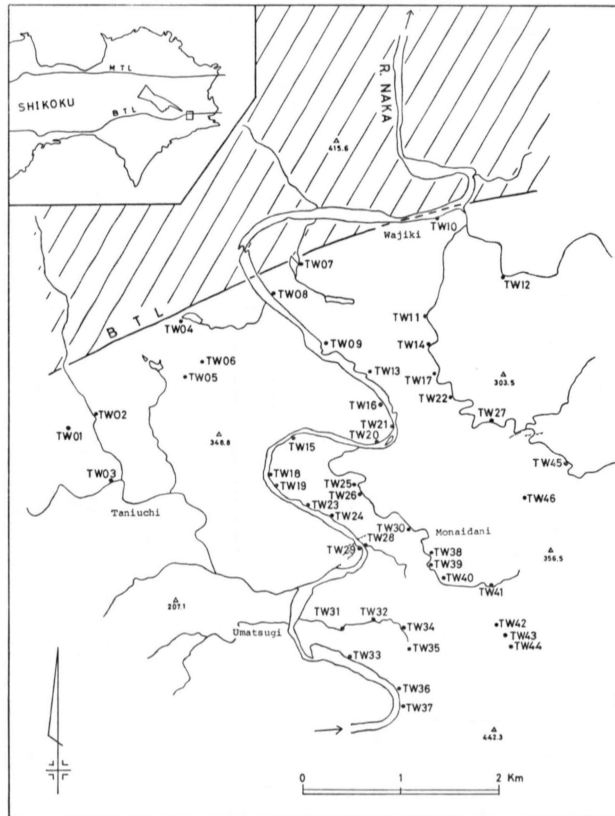


Fig. 123 Sampling localities of the examined sandstones from the Hinotani Formation.

関があり、細粒になると石英量と岩片量は減少し、長石層と基質量が増加している。

なお、NAKAZAWA et al. (1979) は当地域東方、清水町湯川川下流の湯川層の化石と砂岩について記載している。湯川層は二枚貝やさんごから宮古統に対比され、平山ほか (1956 b) によると石垣層とは断層関係にある。砂岩の組成をみると、石垣層には石質ワッケがかなりあるのに対して、湯川層にはそれがほとんど認められない。

3. 徳島県那賀川流域

徳島県那賀郡鷲敷町的那賀川沿い、和食^{わじき}から駅付^{うまつぎ}近に分布する四万十帯の日野谷層 (徳島県, 1972) から46個の砂岩を採集し、粒度分析と主成分鉱物組成分析 (後者は20個についてだけ) を行った。採集地点は Fig. 123 に示す。公文 (1978) によれば日野谷層は宮古統に属すると考えられている。砂岩と頁岩を主とし、塊状ないし成層砂岩、頁岩および頁岩勝ち互層のくり返しからなる累層で、1~2層準にチャートと輝緑凝灰岩あるいは両者の互層をはさむ。全体として北に急傾斜し正常位に重なる単斜構造をとっている。

個々の砂岩の分析結果を Table 40, 41 にかかげる。石英量は13.7-30.3%で平均20.2%, カリ長石量は6.5-11.6%で平均9.4%, 斜長石量は13.9-34.7%で平均26.6%, 全長石量は22.8-45.8%で平均36.0%, 岩片量は12.8-27.7%で平均19.1%, 基質量は19.2-31.2%で平均24.7%である。岩片にはかなりの量の流紋岩質岩、頁岩および花崗岩質岩が含まれる。Q-F-R 図と Q-P-K 図を描くと Fig. 124 のようになり、1個をのぞいて長石質ワッケに属する。粒度係数をみると、平均値で、平均粒径 1.77φ, 分級度0.78, 歪度0.05, 尖度1.00で

TABLE 40 QUANTITATIVE DATA ON MAJOR MINERAL COMPONENTS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE HINOTANI FORMATION

Sample No.	Quartz (%)	Feldspar (%)			Rock Fragments (%)							Matrix (%)
		Or	Pl	T	Ch	Mi	Se	Vo	P	M	T	
TW01	15.1	11.6	23.0	34.6	0.1	1.0	2.5	21.0	1.7	0.0	26.3	24.0
TW08	13.7	8.8	29.2	38.1	0.5	0.9	1.6	14.6	2.6	0.0	20.2	28.1
TW09	17.7	6.7	28.2	34.9	0.3	1.0	3.2	15.1	1.8	0.0	21.3	26.1
TW12	17.4	10.9	25.5	36.4	0.6	1.1	2.4	17.3	1.6	0.0	23.0	23.2
TW14	20.7	8.3	22.4	30.7	0.1	1.1	1.6	17.3	1.0	0.0	21.1	27.6
TW20	23.8	6.5	25.3	31.8	0.3	1.4	4.3	10.1	3.4	0.0	19.5	24.9
TW21	22.7	10.7	27.8	38.6	0.4	1.3	2.5	9.6	2.7	0.0	16.5	22.2
TW22	24.3	8.8	27.0	35.8	0.0	0.5	1.3	12.9	3.2	0.0	17.8	22.1
TW25	27.8	9.2	25.7	34.9	0.5	0.9	1.4	8.0	1.8	0.2	12.8	24.5
TW26	22.9	9.6	27.6	37.2	0.4	2.0	1.6	9.9	2.5	0.0	16.4	23.5
TW28	18.4	8.8	27.5	36.3	0.0	1.1	3.5	11.7	2.3	0.2	18.8	26.5
TW29	18.1	9.7	25.8	35.5	0.0	2.6	1.7	10.2	0.8	0.0	15.2	31.2
TW30	18.7	9.6	27.1	36.7	0.3	1.7	1.8	11.2	1.8	0.0	16.8	27.8
TW31	14.9	11.2	24.8	36.0	0.1	3.4	3.2	14.8	1.6	0.0	23.1	26.1
TW32	16.5	11.1	27.4	38.5	0.2	1.8	4.3	14.6	1.3	0.0	22.2	22.8
TW34	19.0	8.1	31.0	39.0	0.3	1.9	3.6	9.5	1.8	0.0	17.1	24.8
TW35	17.6	11.1	34.7	45.8	0.0	0.1	4.0	9.3	1.3	0.0	14.8	21.8
TW37	20.5	9.6	28.8	38.4	0.4	2.1	2.5	10.3	1.6	0.0	16.9	24.2
TW38	30.3	8.8	13.9	22.8	1.9	0.0	2.6	19.2	3.8	0.2	27.7	19.2
TW46	23.0	9.3	29.4	38.8	0.2	1.2	2.4	9.4	1.2	0.0	14.3	23.9

Or: orthoclase, Pl: plagioclase, Ch: chert, Mi: mica, Se: sedimentary, Vo: volcanic, P: plutonic, M: metamorphic, T: total.

TABLE 41 QUANTITATIVE DATA ON SIZE PARAMETERS IN EACH SANDSTONE SPECIMEN FROM THE HINOTANI FORMATION

Sample No.	Mean size(ϕ)	Sorting index	Skewness	Kurtosis	MDa=M (mm)	QDa (mm)	C (mm)
TW01	1.80	0.90	0.25	1.00	0.3276	0.1276	0.9138
TW02	2.86	0.43	0.10	1.01	0.1406	0.0275	0.2793
TW03	1.65	0.90	0.23	1.02	0.3511	0.1375	1.2924
TW04	2.12	1.01	0.11	0.83	0.2483	0.1337	1.1408
TW05	2.05	0.94	-0.12	0.98	0.2300	0.1157	1.3195
TW06	1.97	0.85	-0.09	0.89	0.2449	0.1183	1.0497
TW07	1.77	1.01	0.01	1.08	0.2932	0.1424	1.3566
TW08	2.11	0.80	0.12	1.01	0.2398	0.0882	0.6242
TW09	2.05	0.84	0.00	0.86	0.2398	0.1081	0.7955
TW10	1.77	0.73	0.06	0.88	0.2932	0.1162	0.7684
TW11	1.87	0.47	-0.05	0.92	0.2698	0.0651	0.5864
TW12	1.80	0.64	0.08	0.99	0.2912	0.0881	0.6242
TW13	2.44	0.67	0.12	1.06	0.1921	0.0578	0.4863
TW14	1.81	0.84	0.00	0.97	0.2892	0.1191	0.9727
TW15	1.94	0.96	0.10	0.98	0.2755	0.1234	1.0210
TW16	1.98	0.72	0.00	0.99	0.2517	0.0896	0.7071
TW17	2.14	0.72	0.10	1.05	0.2300	0.0731	0.6736
TW18	1.93	0.76	0.00	0.90	0.2624	0.1053	0.7579
TW19	1.47	0.96	0.17	0.89	0.3816	0.1788	1.2924
TW20	1.51	0.84	0.05	0.95	0.3585	0.1484	1.2058
TW21	1.70	0.86	0.00	1.06	0.3099	0.1248	1.1251
TW22	1.37	0.81	0.06	0.95	0.3950	0.1611	1.1096
TW23	2.48	0.50	0.07	0.96	0.1805	0.0434	0.3978
TW24	1.83	1.01	0.04	0.85	0.2832	0.1530	0.9862
TW25	1.56	0.84	0.18	0.99	0.3635	0.1402	0.9931
TW26	1.91	0.66	0.02	1.03	0.2661	0.0830	0.8409
TW27	1.77	0.92	0.01	1.00	0.2892	0.1352	1.0140
TW28	1.71	0.91	0.00	0.90	0.3035	0.1540	1.2397
TW29	1.88	0.85	0.02	1.14	0.2698	0.1056	0.9862
TW30	1.92	0.81	-0.08	1.01	0.2553	0.1061	0.9862
TW31	2.16	0.95	-0.06	0.97	0.2146	0.1026	0.9931
TW32	1.96	0.79	0.08	0.98	0.2624	0.0992	0.7684
TW33	1.50	0.97	0.01	0.88	0.3560	0.1801	1.4044
TW34	1.68	0.79	-0.04	1.13	0.3099	0.1142	1.0943
TW35	2.02	0.70	0.11	1.15	0.2535	0.0751	0.8236
TW36	1.30	0.75	0.24	1.18	0.4323	0.1355	1.0867
TW37	1.86	0.76	-0.11	0.94	0.2570	0.1021	0.7900
TW38	0.73	0.71	0.35	1.02	0.6830	0.2024	1.3472
TW39	2.00	0.83	0.01	0.91	0.2517	0.1072	1.1647
TW40	2.36	0.74	0.06	1.00	0.2003	0.0647	0.6113
TW41	2.07	0.85	-0.06	0.93	0.2300	0.1042	0.8293
TW42	1.99	0.98	-0.02	1.02	0.2535	0.1162	1.1019
TW43	0.93	0.76	0.03	1.01	0.5249	0.1934	1.4439
TW44	2.25	0.90	-0.03	0.90	0.2102	0.0971	0.8351
TW45	1.70	0.90	0.06	0.82	0.3231	0.1572	1.1408
TW46	1.83	0.80	0.00	1.04	0.2774	0.1065	1.0570

MDa: median-diameter, QDa: quartile-deviation, C: one-percentile grain size, M: 50-percentile grain size.

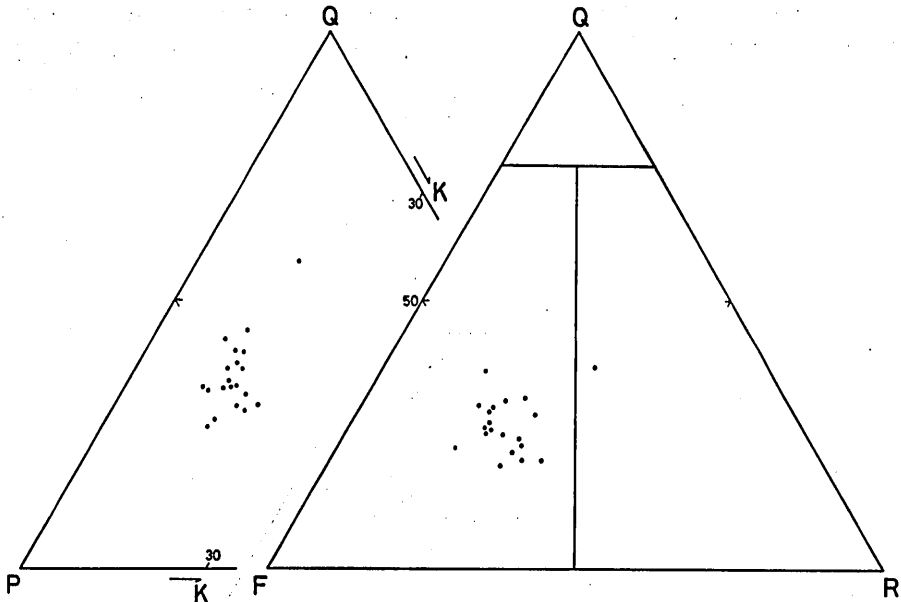


FIG. 124 Compositional diagram of sandstones from the Hinotani Formation.

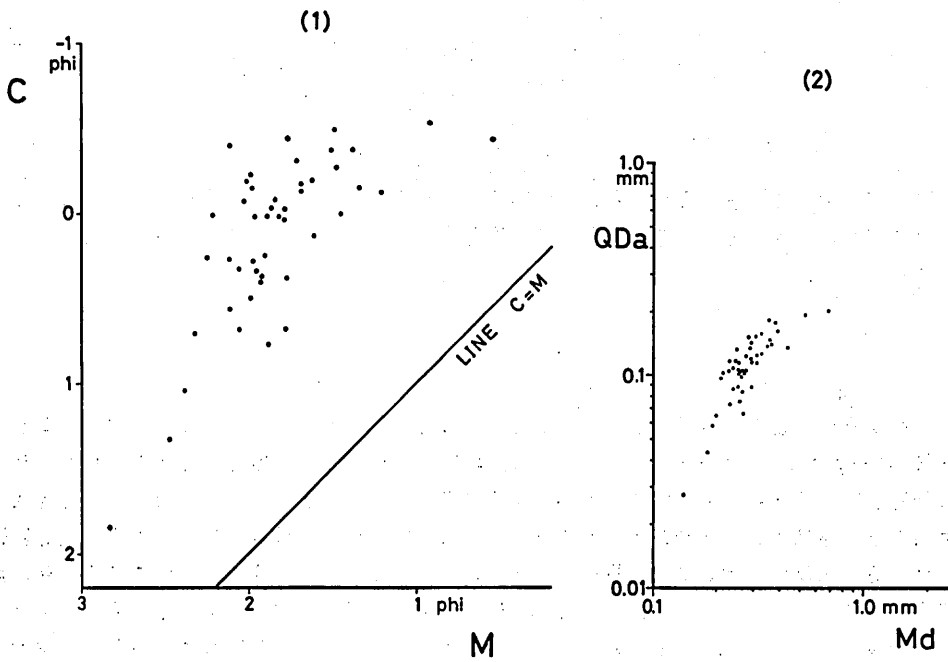


FIG. 125 CM diagram (1) and QDa-Md diagram (2) of the Hinotani Formation.

ある。CM ダイアグラムと QDa-Md ダイアグラムを Fig. 125 に示す。隣接する勝浦川盆地の秩父帯下部白亜系各層の砂岩 (NAKAI, 1971) と比較すると (Fig. 126), 藤川層 (宮古世) のものにもっともよく似ている (ただし, 石英量がやや少ない)。さらに粒度係数を見ると (NAKAI, 1971, Table 2 参照), 日野谷層に関してはかなり粗粒のものを扱っているが, 分級度, 歪度および尖度の類似性は良好である。

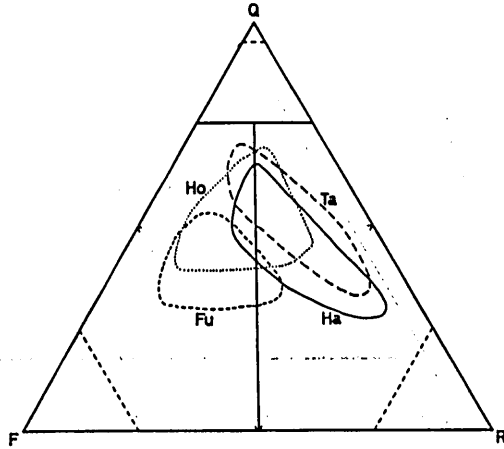


Fig. 126 Compositional diagram of the Lower Cretaceous sandstones in the Katsuragawa valley, Tokushima Prefecture, Shikoku. Ta: Tatsukawa F., Ha: Hanoura F., Ho: Hoji F., Fu: Fujikawa F. (Data from NAKAI, 1971)

勝浦川盆地には藤川層の下位に位置し同じく宮古世に属する傍示層がある。小川 (私信) によると, この傍示層は北部で礫岩および砂岩層が厚く, 礫径が大となり, また泥岩層中には石炭層がよく発達しており, 南部よりも陸に近い岩相を示す。下位の地層に対し北に向かってアバットするらしいともいわれる。公文 (私信) は日野谷層に北西からの流れを示す古流向がわずかながらみられるといている。これらから判断すると, この時代には南に開いた海があり, 秩父帯, 四万十帯とも同じく北方の陸地から碎屑物の供給を受けたものと思われる。

VII. 考 察

粗粒碎屑物の組織・組成を検討することは, 後背山地の気候・地形あるいは地質 (構成岩石など) — provenance — と運搬・堆積の過程における諸条件を推定する上できわめて有効な研究手段である。さらに堆積構造から堆積物の運搬方向 (古流向) を求め, 巨視的岩相, 生相などもあわせて総合的に判断することにより古地理と古環境を知り, その時代の変遷をたどることは地史学の重要な課題であるといえる。ここでは, 今までの諸先輩の研究と前章までに述べてきたことから, 西南日本外帯, とくに秩父帯の白亜系に粗粒碎屑物質を供給した後背地の性格を探求するとともに, 隣接する四万十帯との比較を含めて白亜紀における堆積史を考察したいとおもう。

A. 後 背 地

秩父帯白亜系の後背地がどこに求められるかということに言及した論文はこれまでも数多くある。たとえば、山中地溝帯において関ほか (1965) や SEKI et al. (1965) は、石堂層 (有田世) にローソン石、パンペリー石、ジェーダイト質輝石やそれらを含む変成岩が砂岩の砂粒あるいは礫岩の礫として見いだされることから、三波川変成作用はすでに白亜紀初期には完了しており、変成帯の一部 (とくに弱変成部) は地表に露出していたであろうと述べている。さらに、カリ長石の量が下位から上位へ規則正しく増加し、三山層 (ギリヤーク世) 中にはかなりの量の花崗岩質岩石の礫がまじっているという事実から、現在の三波川帯の北方に花崗岩露出地帯が白亜紀初期から存在していたと考え、これを領家変成帯に相当するものとみることが十分可能であろうとした。加納 (1969) や武井 (1974, 1975) も三山層中の礫を記載して領家帯の花崗岩類あるいは変成岩類からの由来を推定した。また、坂ほか (1977) は三山層の古流系を解析して ESE→WNW の軸流と NE→SW, SW→NE の 2 系統の側方流が存在することを示し、堆積盆の北側のみでなく南側にも後背地があって、それは現在の秩父帯南帯かあるいは黒瀬川帯の後身にあたるものであったとしている。

有田川流域の秩父帯白亜系については、松本 (1947) が湯浅層 (高知世) 中に御荷鉢系の岩石に比較される緑色変成岩類と千枚岩類の礫を含むとし、また、加納 (1969, 1970) は、松原層・御霊層 (浦河世下部) の礫岩中の花崗岩礫および泥質変成岩礫をそれぞれ古期領家花崗岩および領家変成岩に対比されるものと考えた。田中 (1974) は、古流系から白亜紀各層の堆積時にはそれぞれの分布域の北側に陸地があったと述べている。

上記のような議論がこれまでもあったが、以下、筆者が調査した秩父帯 3 地域、湯浅一有田川流域、物部川流域および八代地域から得られた結果にもとづき後背地について考察を進める。

白亜系の基盤の構造特性と堆積盆の形態および白亜紀における海進の性質から、一般に秩父帯白亜系では堆積当時、北方に陸地が考えられることは第 III 章で述べたが、粗粒碎屑物の組成の検討からも大局的には北方陸地の存在が想定される。物部川流域大柄付近においては、下部白亜系宮古統に属する日比原層にスランプ構造が 3 地点でみられ、その向き方向から古斜面は白亜系分布の延びの方向とおよそ同じ西南西一東北東に走り南南東に傾斜していたことがわかるし、また、日比原層と同時に異相関係にあって南側に位置する四万十帯の半山層は日比原層より深い堆積環境を示している。

物部川流域における白亜系の砂岩・礫岩の組成については第 IV 章 B で詳細に述べたが、それを要約すると下記ようになる。領石層砂岩では石英量 19.6% (平均値、以下同じ)、長石量 21.7%、岩片量 28.2%、基質量 30.6% であり、岡田 (1971) の分類に従えば石質ワッケ型が多い (14/22)、岩片の種類としてはチャートにとみ (11.0%)、砂岩、頁岩なども含めて古期堆積岩類に帰せられるものが卓越する。柚ノ木層砂岩では領石層の砂岩と比較して、石英量には大差はないが長石量が増大し (32.4%)、とくに新鮮な粒子が多く認められる傾向がある。岩片量と基質量は減少するが、チャートを含めた堆積岩片がとくに少なくなり、かわって火山岩片が増加する。岡田の分類に従うと長石質ワッケ型が多い (25/34)。日比原

層砂岩では、さらに長石量が増して全成分の約40%に達するようになり、その中でカリ長石がほぼ半分を占める。ここでは全試料中のほとんど(31/35)が長石質ワッケ型に属する。岩片としてはチャートその他の堆積岩片がきわめてまれで火山岩片が多い。永瀬層砂岩になると、他の点では日比原層と大差ないが、長石量が急激に減少している(28.8%)。さらに上位の格佐古層と永瀬層の間には砂岩の鉱物組成に有意な差はない。

礫岩の組成についてみると、領石層では酸性～中性火成岩類の含有量はわずかに13.8%にすぎず、チャート、砂岩、頁岩など古期堆積岩類に帰せられるものが77.3%に達する。柚ノ木層になると、酸性～中性火成岩類がかなり多くなり(40.8%)、中でも酸性～中性火山岩類が28.3%を占める。古期堆積岩類は領石層にくらべてかなり減少して(53.2%)、約半分はチャートである。日比原層では酸性～中性火成岩類が52.9%にも達し、その中で酸性深成岩類(花崗岩類)が7.2%と下位の地層よりかなり多くなる。古期堆積岩類は40.7%で、柚ノ木層にくらべてさらに減少する。永瀬層では酸性～中性火成岩類が65.0%を占め、とくに酸性～中性火山岩および火山砕屑岩類の含有量が41.0%と著しく目だつ。古期堆積岩類は7.7%にすぎず、下部白亜系にくらべて急激に少なくなっていることがわかる。変成岩類は、白亜系各層を通じて2～5%含まれ、その中には片岩、ホルンフェルス、ミロナイトなどが認められる。

以上から、物部川盆地における秩父帯白亜系の砕屑物供給源となった岩石を推定すると、主に古期堆積岩類(塩基性火山岩類を含む)、酸性～中性火成岩類(流紋岩、花崗岩およびそれらに伴われる半深成岩類など)および変成岩類があげられる。第1のものは白亜系の基盤をなす秩父“古生層”に帰せられる。また変成岩のうち、片岩としたものも一部はこれに帰するであろう。古期堆積岩類以外のものについて、供給地としての性格を考えてみると、

- a. 酸性～中性火山岩～深成岩類が広く露出していた地域、
- b. その削剝レベルはかなり浅い、
- c. わずかではあるが変成岩もあらわれていた、

ということになる。既述のように、堆積構造、基盤の特性と堆積盆の形態および海進の方向との関連から北方陸地の存在が想定されるので、後背地は西南日本内帯(領家・中国・丹波帯)に求めることができるであろう。

そこで西南日本内帯の火成活動について考察してみる。内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成活動の詳しい時代論は議論の多いところであるが、領家帯の花崗岩類に関しては、濃飛流紋岩類を基準にしてそれより古いもの(先濃飛花崗岩類)と新しいもの(後濃飛花崗岩類)とに分けることが提唱されている(領家研究グループ、1972)。濃飛流紋岩類はギリヤーク統に属するとする考え(西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ、1967など)が支配的であるが、小井土(1975)は、複雑な形成史をもつこの岩類の活動はギリヤーク世からはじまるにしても、何度かの休止期をおきながらヘトナイ世に至るまで続いたと述べている。後濃飛花崗岩類は濃飛流紋岩類などと volcano-plutonic complex をなすと考えられるが、先濃飛花崗岩類の活動に先行する前駆的な火山作用があったかどうかが問題となる(山田、1971; 領家研究グループ、1975など)。なお、先濃飛花崗岩類は領家変成作用に密接な関係をもち、変成帯の中軸部に進入した花崗岩とみなされるものである(沓掛、1977ほか)。

濃飛流紋岩類より以前の火山活動について見てみたい。現在のところ先濃飛花崗岩類の先

駁をなすと考えられる火山岩類は確認されていない。北九州—西中国に分布する関門層群上部の下関亜層群（宮古世）やこれに対比される中部中国の吉舎層群（吉舎安山岩類）は安山岩質溶岩や火砕岩にとみ、ときに流紋岩質のものを伴う。また関門層群下部の脇野亜層群（有田世）中には多かれ少かれ遠地性酸性凝灰岩層がはさまれる（さらに下位の豊西層群吉母層（高知世）中にも同種のもので薄層としてあるらしい）。そしてこのような火山岩類は、現在、相当部分が削剝されてしまっている可能性も考えられる（村上，1974）。しかし、これらは先濃飛花崗岩類と直接のかかわりはない。ここで注目すべきは、これらとほぼ同時代の火山作用を代表する可能性のある泉南火砕岩類である（最近、山田ほか，1979，はこの火砕岩類を泉南層群と命名し、宮古世～浦河世前期のある時期を示すものであろうとしている）。

加納（1969，1970）は、山中地溝帯と有田川流域におけるギリヤーク統～浦河統中の花崗岩礫と、浦河統下部階中の片状ホルンフェルス～片岩礫をそれぞれ領家古期花崗岩と領家変成岩に対比し、後背地である領家帯の主要削剝時期はギリヤーク世以前にはさかのぼらないとしながらも、勝浦川・物部川・佐川の各盆地や八代地方で宮古統中に大量の花崗岩礫が出現する場合があります、これらも領家帯に由来するとすれば、領家花崗岩の上昇の時代はもうすこし古くなるかもしれないと言っている。既述のように、物部川盆地の秩父帯白亜系においては、酸性～中性火成岩類（流紋岩や花崗岩など）の礫の含有量は、領石層13.8%、柚ノ木層40.8%、日比原層52.9%、永瀬層65.0%である。これら全部が領家帯から由来したとは思えないが、その大部分は内帯の白亜紀火成岩類にきわめてよく似ている（広島大学吉田博直助教授による）。火成岩類のうち花崗岩類（花崗閃緑岩を含む）の礫は、領石層2.5%、柚ノ木層3.5%、日比原層7.9%、永瀬層7.1%で、それほど多いわけではないが下部白亜系にも含まれてくることに注意すべきで、これは領家花崗岩の上昇の時代が下部白亜紀にさかのぼるかもしれないという加納（1969）の予想を裏付ける材料となろう。一方、流紋岩～安山岩類およびそれらに伴われる半深成岩類は、領石層11.3%、柚ノ木層37.3%、日比原層45.0%、永瀬層57.9%と相当量含まれ、また上位の地層ほど多くなる。時代的にみて、これらを濃飛流紋岩など内帯の上部白亜紀火山岩類に対比することは不可能であり、より以前のものとしてざるをえない。村上（1974）は、西南日本内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成活動が南から北に向かって波及していったことと関連させて、泉南酸性火砕岩類が脇野亜層群に伴われるかなりの量の遠地性酸性凝灰岩をもたらしたもとなるものであろうとし、その時代は有田世で、古期領家花崗岩類に先行する火山活動の産物であると考えた（上部白亜紀火山岩層より強い構造運動をうけていることと分布が領家帯南縁にあることがその論拠となっているようである。Fig. 127 参照）。物部川盆地下部白亜系（一部上部白亜系も含める）中の火山岩類の起源はこれに求められ、後背地として領家帯の南縁部に、現在はその大部分が削剝されつくされてしまったであろう泉南酸性火砕岩類ないしそれに対応する岩石がかなり広く分布していたとするのが妥当のようにおもわれる。

湯浅—有田川流域の秩父帯白亜系についても、砂岩の主成分鉱物組成（Fig. 128 と Fig. 129 参照）および礫岩の礫組成（Table 14）から、物部川流域におけると同様の結論がえられるが、特異性もあるので、その点について以下に述べる。

下部白亜系についてみると、湯浅層と有田層の砂岩では石質のものが多く、宮古統西広層に至って石英質および長石質（アルコーズ質）となり、両者の間にかなり著しい組成上の差

が認められる。すなわち、この間に供給源に大きな変化があったことが推定できる。湯浅・有田層の砂岩中の岩片や礫岩中の礫にはチャートをはじめとする古期堆積岩類に帰せられるものが多いのに対して、西広層の砂岩では、ふつう岩片量は多くないが、“酸性凝灰岩”にとむ場合がある。同層の礫岩については2地点で調査を行ったが、同種のものがかなり多量に含まれる。この“酸性凝灰岩”は、緑色緻密で当地域の黒瀬川構造帯中にあらわれるシルル・デボン系の酸性凝灰岩に酷似するものである。西広層砂岩を鏡下で観察すると、ほとんどの薄片において石英が2次成長していわゆる dust ring を生じ、また庄司 (1971) が示した粒子の結合関係についてのかみ合いが認められる。組成上では orthoquartzite に対応するものもあるが、石英碎屑粒の円磨度は subrounded タイプ (POWERS, 1953) に属し球形度は

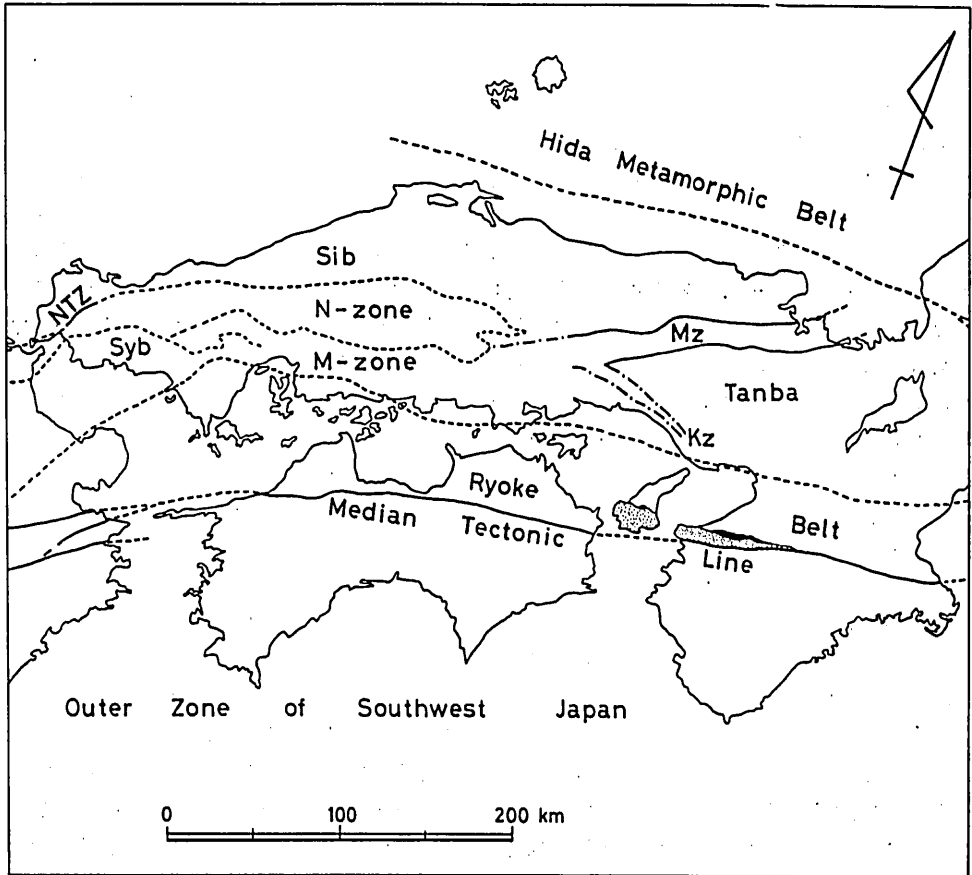


FIG. 127 Geological tectonic divisions of Inner Zone of Southwest Japan (Chugoku, Shikoku and Kinki area) and distribution of Sennan pyroclastic rocks and Izumi Group in Awaji Island and Izumi mountain range.

Sib: San-in branch of Sangun Metamorphic Belt, Syb: San-yo branch of Sangun Metamorphic Belt, NTZ: Nagato Tectonic Zone, N-zone: North zone of Chugoku Belt, M-zone: Middle zone of Chugoku Belt, Mz: Maizuru zone of Chugoku Belt, Kz: Kamigori zone of Chugoku Belt

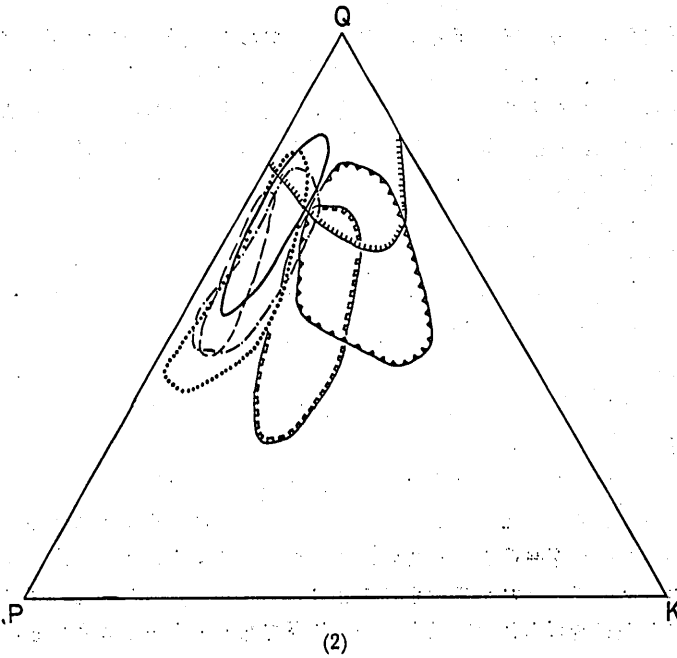
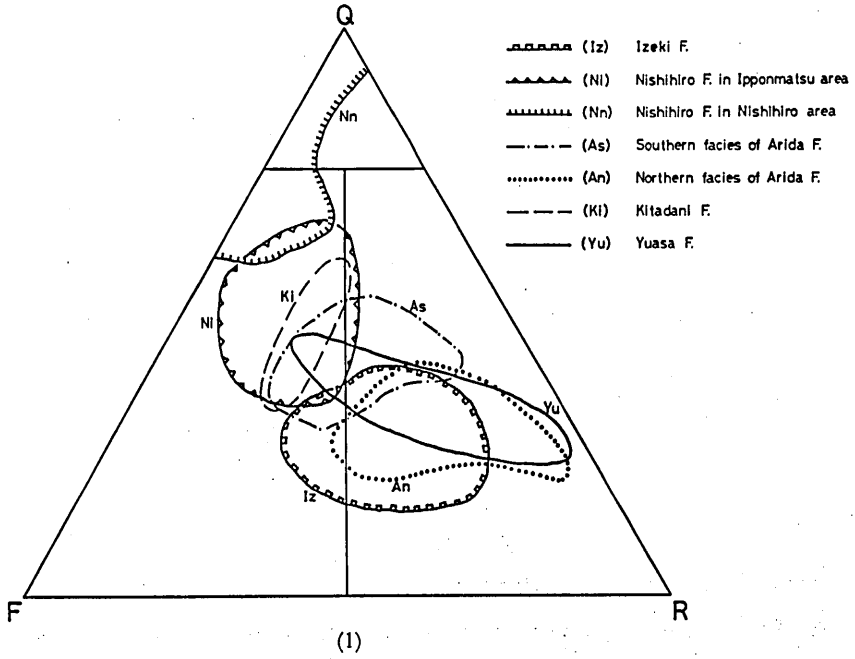


FIG. 128 Compositional diagram of the Lower Cretaceous sandstones in the Yuasa-Aridagawa area.

(1): Q-F-R diagram, (2): Q-P-K diagram

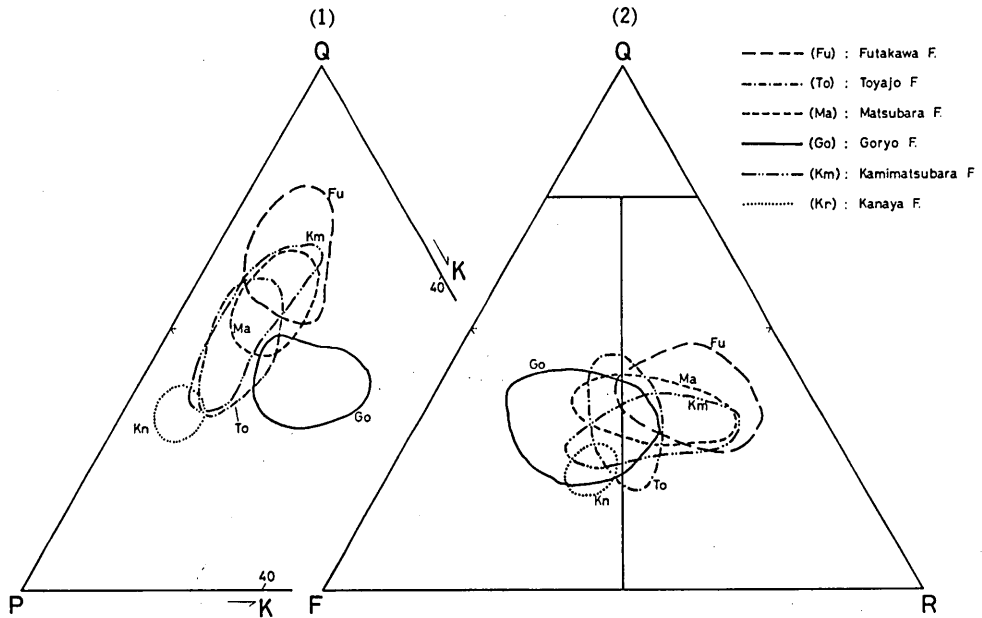


FIG. 129 Compositional diagram of the Upper Cretaceous sandstones in the Yuasa-Aridagawa area.
 (1): Q-P-K diagram, (2): Q-F-R diagram

比較的悪く、分級度も一般にそれほどよくない。すなわち、組織的には典型的な orthoquartzite といいがたい。しかしながら、このように石英粒が集中するのはなにゆえか推論してみよう。礫組成では“酸性凝灰岩”がかなり存在することと花崗岩礫も含まれることから、供給源として酸性火成岩類の広く露出する地域が想定でき、それはこの場合、領家帯ではなく、当地域に現在西広層とともに密接にあらわれている黒瀬川構造帯とみるのが妥当ではないであろうか。砂岩の粒度分析の結果にもとづく CM ダイアグラムと QDa-Md ダイアグラムは河成、デルタ成あるいは海浜成の堆積物であろうことを示す。石炭層がよくはさまれ汽水性の化石が含まれることなどからも、デルタあるいは氾濫原のような環境で、花崗岩露出地帯が後背地として隣接してあった状態が想定できよう。

西広層の南側に位置し同時異相関係にある井関層の砂岩は石質のものが卓越する。ただし、井関層では湯浅・有田層のものと比較して、古期堆積岩類からの岩片が減少し、酸性火成岩片がほとんどを占める。礫岩についても“酸性凝灰岩”は少なく、流紋岩類、半深成岩類、花崗岩類が多い。すなわち、この場合は物部川盆地におけると同様、内帯の下部白亜紀火成岩類にその供給源を求めることができよう。加納 (1969) は御霊層と松原層 (浦河統下部) 中の花崗岩礫の出所を領家帯の古期花崗岩類に求め、それより以下の地層には花崗岩礫は見いだされぬか、あってもきわめて少量にすぎないとしているが、今回の礫岩の検討によると、松原層中での花崗岩類の礫は10.9%で、井関層でも5~6%は含まれる。これらはおそらく領家帯の古期花崗岩類からのものであり、その上昇の時期は下部白亜紀までさかのぼらせてよいであろう。井関層には Turbidite 相がよく伴われ、砂岩はいわゆるグレイワッケ型であり、西広層より深い堆積環境が考えられる。両者の間に黒瀬川構造帯の構成メンバーと

秩父帯中帯の先白亜系がつくる島列があり、古流向も示すように、砕屑物は北西へ向かって西広層堆積盆へ運搬されたが、この島列は局地的なものでそれほど遠くへは続かず、井関層は主に秩父帯北帯の先白亜系や領家帯からの物質を東方から受けたと思われる。同層の古流向もこれと調和的である。

秩父帯白亜系で、黒瀬川構造帯のメンバーから砕屑物の供給を受けたと思われる地層は八代地域にもある。西広層と同じく石英質砂岩の発達で特徴づけられる川口層（高知世）では、礫岩の礫に蛇紋岩が9.5%も含まれる地点（YO 09）があり、さらに日奈久層（宮古世）にも少量（3.1%）ながら蛇紋岩礫が認められる。また、現在、黒瀬川構造帯のメンバーが広く露出している地域、たとえば高知県の秩父帯白亜系中にもこのメンバーから由来するとされる物質を含む地層が知られている。高知県（1961）によると、横倉山南の“有田統”の礫岩はシルル系の岩石から由来した礫から主になっており、さらに含ざくろ石黒雲母片岩の礫も認められ、寺野変成岩からも砕屑物の供給があったとされる。含ざくろ石黒雲母片麻岩の礫は同地域の“宮古統”にも認められるといわれる。甲藤ほか（1969）、波田（1971, 1972）は、高知県西部の鳥形山付近における三滝火成岩類の再動問題を取りあげ、同岩類は白亜紀には地表で侵食を受け、それに由来する堆積物でおおわれていたであろうが、それ以後に再動、上昇し白亜系を“貫入”するに至ったとしている。この地域の白亜系砂岩はやはり主にアルコーズ質砂岩よりなる傾向がある。山中地溝帯の白亜系に関しては、関（1965）、加納（1969）、武井（1975）などにより北方の領家帯の花崗岩類や変成岩類から砕屑物質が供給されたと推論されているが、坂ほか（1977）はギリヤーク世三山層の古流系をもとに南方からの測方流が卓越することを示し、白亜系堆積盆と四万十地向斜との間に黒瀬川構造帯の後身が隆起帯として存在しており、これが供給源としての役割を果たしたと述べている。

以上、主として下部白亜系について論述してきたが、次に上部白亜系の問題に移る。湯浅一有田川流域の上部白亜系の砂岩は各層とも類似の組成を示し（Fig. 129）、石質のタイプが卓越するケースが多いが、御霊層では長石質のタイプが優勢である。また御霊層ではカリ長石が他の地層に比較してかなり多い。このことは同層の供給源として火成岩類とくに花崗岩類の貢献度が大きかったことを示すものであろう。二川層の砂岩も他の地層のものと若干異なる特徴をもち、石英量が多く長石量が少ない。上部白亜紀になると堆積盆が東方に移動し、西広層堆積時に存在していた主に黒瀬川構造帯のメンバーからなる島列は消滅して、供給源としての役割をほとんど果たさなくなったものと思われる。礫岩の組成では酸性～中性の火成岩類がかなり多くなり、主な供給源は基盤である先白亜系と内帯の火成岩類であったことがわかる。なお、松原層と二川層中には片麻岩礫が含まれ、二川層では片状ホルンフェルスの礫がかなり多い。これらは加納（1970）が述べたように領家変成岩類に由来するものである。

浦河世には、湯浅一有田川地域の四万十帯に寺杣層と石垣層が堆積している。これらは秩父帯の御霊層・松原層と同時異相関係にあるものとみなされるが、4層について砂岩の特性を比較してみても（Table 37）、それほど大きな差はなく、同じ供給源をもっていたと思われる。なお、Tokuyoka（1967）は牟婁層群（古第三系）の礫岩より、黒雲母、白雲母、ざくろ石、莖背石を含む片状ホルンフェルスの礫を記載しているが、これは秩父帯の浦河統へトナイ統に含まれる片状ホルンフェルスの礫より高い変成相を示すものである。

最後に、三波川帯の岩石の供給地としての貢献度について考察する。湯浅—有田川流域、物部川流域および八代地域の秩父帯白亜系中には結晶片岩の礫はほとんど含まれないか、あっても全体の5%以下にすぎない。そのほとんどはいわゆる準片岩～石英片岩であり、三波川変成帯から由来した可能性のあるものもあるが、確実にそう言えるものはみつからない。湯浅層中の礫には砂質片岩、泥質片岩などがあり、これらは三波川帯の岩石によく似ているが、前島(1978)が記載したように、湯浅北方の秩父帯の先白亜系中にみられる結晶片岩類に帰する方がよいであろう。ただし、それを形成した変成作用はいわゆる三波川変成作用と一連のものであるかもしれないし、鈴木(1977, ほか)が指摘しているように、三波川変成作用を受けてすでに形成されていた結晶片岩類が、黒瀬川帯の上昇運動に伴ってめくり上げられたものとするならば、これらの礫は本質的には三波川帯から由来したことになるであろう。松本(1947)や平山ほか(1956a)は、湯浅層や有田層中の礫に三波川帯および“御荷鉾帯”の岩石の変成度の低いものに類似の緑色変成岩類があるといっている。今回、有田層中に含まれる緑色岩類の礫を6個、調べてもらったところ、緑簾石、曹長石、絹雲母、白チタン石、チタン石を含むスピライトであり、絹雲母が多いことで御荷鉾系の岩石にも似ず、また片状でないことで三波川帯の岩石にも似ていないということであった(広島大学武田賢治氏による)。

西南日本中軸帯の大野川層群(ギリヤーク世～浦河世)と大野川盆地南域の秩父帯白亜系中の礫岩の礫の記載(寺岡, 1970)をもとに、小島(1973)は「ギリヤーク世前期までは半深成岩および浅所貫入性の酸性深成岩を主とし弱い熱変成岩が伴う。すでに白亜紀前期に酸性深成活動が盛んに起っていたことを示す。白亜紀広域花崗岩圏の形成である。ギリヤーク世後期になると変成度の高い熱変成岩・片麻岩・角閃岩が現われ、白亜紀広域花崗岩圏の中核相が露出した。浦河世前期からは三波川型の低度変成岩が急に出現し、花崗岩に関係した変成岩類と共存している。浦河世後期以降は三波川型変成岩が大部分となり点紋片岩も出現する。三波川変成岩の山地が花崗岩圏の山地にとって代った」と述べている。一方、山中地溝帯では関ほか(1965)などが石堂層(有田世)中に三波川帯の岩石から由来した砂粒や礫を見だし、三波川変成作用はすでに白亜紀初期には完了していたと言っている。

秩父帯北帯の北半には三波川変成作用を受けて結晶片岩化している部分がある。須鎗ほか(1979)や石田(1979)によるとそのような部分にはコノドント化石から三疊系に属するところもある。以上を総合すると、三波川変成作用は三疊系堆積後から白亜系堆積前にかけて、すなわちジュラ紀を通じて行われ、白亜紀には、場所により時期に相違があるものの徐々に上昇して削剝レベルに達したものと思われる。

B. 堆 積 史

粗粒碎屑物の特性、堆積構造(古流系など)、岩相、化石相などを総合的に判断することにより、以下、調査地域の湯浅—有田川流域、物部川流域および八代地域の秩父帯およびそれに隣接する四万十帯北部における白亜紀堆積史について考察を進める。

1. 物部川流域

(a) 高知世

3 調査地域を通じて、白亜系堆積盆は秩父地向斜に形成された秩父累層群を基盤として生

じたことに疑いはない。中生代の期間中、この地域は不安定陸棚の状態にあり（ただし、一部では地向斜が残存）、隆起（海退）と沈降（海進）が交互して起こり、それに伴う堆積輪廻の更新がくり返された。

物部川盆地についてみると、後期ジュラ紀堆積盆は、特徴的な石灰岩を含む鳥ノ巣層群によって代表されるように、直接、公海に面した浅海性環境下にあった。白亜紀にはいると、その最初期、高知世では堆積盆は公海からさえぎられて、非海性（主に淡水～汽水性）の環境に限定され、そこに領石層を生じた。このことは化石資料によって支持され、また領石層基底に赤色礫岩（陸上での風化に伴う強い酸化に関連するものであろう）が発達することからも示唆される。KOBAYASHI (1941) は公海から汽水～淡水域をさえぎったバリアーとしていわゆる領石バリアーを考えた。それは黒瀬川構造帯にそう岩石の上昇に帰せられるかもしれない（山下, 1957 a, b）が、実際にはどこにあったのかよくわからない。

領石層の砂岩は、石質ワッケによって代表されるように、岩片量に著しくとんでいる。砂岩中の岩片も礫岩中の礫も主として古期堆積岩類よりなり、わずかに酸性～中性火成岩類と変成岩類を伴う。

(b) 有田世

有田世を代表する柚ノ木層においては、領石層と同様に、粗粒堆積物が顕著であり、非海性環境は少なくともその基底部では維持されていたと思われる。赤色岩が2, 3の地点で観察されることもこれを暗示する。しかし、基底部に続く部分は漸次海性へと移り、最上部では岩相や化石相より公海に面する浅海域になったとみなされる。領石層と柚ノ木層との間には構造的な差異が認められないので、上記のような環境の推移は堆積の場における徐々な沈降により起こったものであろう。

砂岩についてみると、領石層にくらべて粒度係数には大きな差はないが、基質量が有意に減少している。この事実は、たぶん、領石層におけるよりわずかに高いエネルギー状態のもとで碎屑物質が堆積したことを示すものと思われる。柚ノ木層の礫岩中の礫や砂岩中の岩片の、量比は別として、種類は領石層の場合と変わらないので、その間、供給源の地質に大きな違いはなかったであろう。しかし、領石層に比較して柚ノ木層の砂岩は、波動消光しない石英、カリ長石および斜長石量にとみ、岩片量（とくにチャート）が減少している。また礫岩の礫では、酸性～中性の火成岩類がかなり多く、古期堆積岩類が比較的少なくなる。これらのことは砂岩の三角ダイヤグラムにも反映しており、柚ノ木層では長石質ワッケのタイプが卓越する。この組成上の差異は後背地における岩石の貢献度の変化によると思われる、領石層における強いエネルギー状態にありながら長石量の有意な増加が認められるという事実から判断して、酸性火成岩類の寄与が増した（秩父“古生層”の寄与もまだ大きかったであろうが）ことが示唆される。

(c) 宮古世

宮古統日比原層の下部層は主に砂岩からなり、その岩相的特徴および粒度分布から得られたCMダイヤグラム (Fig. 114 (1)) のパターンから、氾濫原ないしプロデルタあるいは海浜性の環境での形成が推測される。柚ノ木層上部の海成頁岩上に直接日比原層の基底部がのっているという事実から、両者の間に海退があったと判断されるが、一般には整合関係（部分的不整合が向斜南翼で観察される）で接しているので、強い構造運動は伴わなかった

であろう。基質量と粒度係数に関しては柚ノ木・日比原両層の砂岩の間に大きな差はないので、その堆積には同様のエネルギー状態が想像される。

日比原層上部層は、ほとんどが泥岩やシルト岩など細粒堆積物からなり、いくらか穏やかな流れのある浅海沖合のやや深い環境が考えられる。下部層との関係は漸移的であり、その間の変化は堆積場の徐々な沈降あるいは海進の進行に帰せられるであろう。日比原層中（とくに上部層）には“タービダイト相”（級化層理、スランプ構造、ソール・マークなどの発達する砂岩・頁岩互層）がみられるので、一部では乱泥流による堆積が行われたにちがいない。

供給源に関していえば、日比原層においても下位の2層と同様の地質からなる後背地が想定できる。しかし、礫岩中の礫と砂岩中の岩片には、古期堆積岩類を主としながらも、酸性火成岩類が豊富であり、また砂粒として柚ノ木層よりも石英量を減じ長石量を増している（長石質ワッケが大半を占める）。これらのことから、下位層におけるよりもさらに酸性火成岩類の貢献度が大きくなってきたことがわかる。

日比原層の同時異相として、秩父帯の南側の四万十帯には半山層が堆積している。両層の堆積学的な比較の結果をまとめると次のようになる。半山層のうち少なくとも仏像構造線に近い部分は、礫岩・砂岩の組成の上では日比原層と同様の性質を示すので、北方の後背地からの碎屑物質の供給が考えられるが、古流向についてみると、後者は東から西、前者は西から東となっている。従って、同一堆積盆を形成していたとは考えにくく、間を画する海底の高まりがあったにちがいない。粒度係数やCMダイアグラムには明瞭な差が認められ、運搬・堆積過程に差があったことが十分に考えられる。おそらく碎屑物質はまずデルタないし海浜の浅い所に主として normal bottom current (tractive current) によって運ばれてきて日比原層として堆積したが、一部は高まりを越えてさらに遠く、しかしあまり深くない海に turbidity current によって運ばれて堆積し半山層を形成したのでであろう。その岩相上の特徴から半山層は WALKER (1967) のいう“proximal turbidite”に相当するとみなされる。

(d) ギリヤーク世

ギリヤーク統の永瀬層は一般に日比原層上部層と岩相的によく似ているが、その下部にシルト岩が豊富である。これは、本層が浅海より浅い所の堆積物からはじまることを示すものであろう。その他、粗粒堆積物のひんばんな挿入はたぶん堆積盆の変動によると考えられる。砂岩は、三角州成～海浜成とみなされる日比原層下部層のものより水流の弱い低エネルギー状態のもとで形成されたと思われる。基質量の平均値の有意な増大もこのことを暗示するのではあるまいか。

礫岩の礫や砂岩の岩片からは他の地層の場合と同様の供給源が考えられる。日比原層の砂岩と比較すると、長石量が減少しているが、礫岩中の礫に関しては酸性～中性火成岩類がかなり増加し、古期堆積岩類に帰せられるものは少なくなっている。現在、永瀬層は日比原層と断層（楮佐古川構造線）によって境され、本来の状態での接触関係がつかめないで、両者間に構造運動があったかどうかを言及することはできない。

(e) 浦河世

浦河統に属する楮佐古層は1つの半堆積輪廻を示し、粗粒堆積物から始まって漸次細粒となり、最後は頁岩で終わる。岩相および化石から、早期には海浜性環境であったものがしだいに浅海性環境へと変化したものと判断される。永瀬層上に整合的に重なり、下位層との間

には感知できるほどの構造上の差異は存在しない。すなわち、その間に強い構造運動はなかったとみてよい。

楮佐古層と永瀬層の砂岩を比較しても、基質量と粒度係数の平均値には有意な差はない。堆積の場における水流に関しては同じエネルギー状態が推定される。砂岩の主成分鉱物含有量においても、両層の間には差は認められず、岩片の種類からも同様の後背地をもち変化はなかったものと思われる。ただ、楮佐古層には遠地性酸性凝灰岩層のひんばんな挿入があり、この時期に後背地に火山活動が起きたことを示している。

2. 湯浅—有田川流域

湯浅—有田川流域の秩父帯白亜系は先白亜系（二疊系—三疊系）上に顕著な傾斜不整合をもって重なる。白亜系は岩相・化石相などの相違によって北部相と南部相に区分され、それぞれについて地層名が与えられている（ただし有田層だけは両相を一括）。白亜系全体の中で6つの堆積輪廻が識別されるが、おのおの間に大きな時間的・構造的間隙はない。ただし有田統と宮古統の間には軽微な平行不整合が、また宮古統とギリヤーク統の間には平行不整合が考えられている。

(a) 高知世

高知世には、当地域における白亜紀の第1堆積輪廻を代表するものとして北部に非海成の湯浅層、南部に海成の北谷層が堆積した。湯浅層では瀬海ないし入江性、一部陸上の環境が想定され、淡水〜汽水生貝化石、植物化石を多産する。北谷層からは海生化石がわずかながらみつかっている。

湯浅層は層厚50~150 m 程度の薄い地層で、分布範囲も比較的狭く、湯浅北方の吉川付近、湯浅北西の端崎付近および湯浅南西の天皇山付近にみられるにすぎない。主に礫岩および砂岩よりなる。砂岩組成をみると、個々の試料間で変化に富むが、ほとんどのものが石質のタイプに属する（Fig. 22）。岩片中にはチャートをはじめとする古期堆積岩類が多い。礫岩の組成についてみても、古期堆積岩類に帰せられるものが全体の3/4を占める。以上から、砕屑物は基盤である秩父帯の先白亜系から主に供給されたことがわかる。砂岩の砂粒、礫岩の礫ともに角ばっていて円磨度は悪く、分級度も悪い。それゆえ、基盤の変動が激しく、地形は起伏にとんでおり、堆積盆の変動も著しかった時期の堆積物とみなされよう。

北谷層は北谷付近の背斜軸部に露出し、上位の有田層に整合におおわれる。全体としては湯浅層より細粒で、主に頁岩層よりなり下部に砂岩層を伴う（ただし下限不明）。砂岩中の岩片量は湯浅層に比較してかなり減少し、より遠くに運ばれて堆積したものと思われる。高知世の時期には北方に砕屑物供給源がもとめられるであろう。

(b) 有田世

白亜紀の第2堆積輪廻を代表するものとして有田層が堆積した。有田層は海成であり、海浜から浅海の堆積物からなっていて、北部では下部に顕著な礫岩が発達するのに対して南部ではそれがほとんど見られない。アンモナイト、イノセラムス、ウニ、三角貝などの化石を多産する。層厚は200 m 内外である。下位の領石層群（湯浅層・北谷層）とは整合関係、上位の西広・井関両層とは平行不整合関係にある。湯浅層では非海成で分布も狭かったものが、有田世になると海進が北へ進み堆積域が広がったと思われる。岩相から北部相と南部相が区別され、海は北から南へ向かって深くなっていたであろう。

北部相と南部相では砂岩の組成に大きな差がある (Fig. 23)。一般に南部相の砂岩は北部相のものに比べて石英量にとみ岩片量に乏しく、成熟度が高いといえる。両相の関係は湯浅層と北谷層の場合と同様で、砕屑物は北方の後背地から運ばれてきたと考えられる。礫岩はほとんど古期堆積岩類に帰せられる岩石の礫からなる。

当地域の高知統と有田統の間には、砂岩および礫岩の組成に大きな差はない。両統間に有意な構造運動はなく、北部における湯浅層と有田層の堆積環境の違いは有田世における北方への海進によって生じたのであろう。

(c) 宮古世

宮古世になると、白亜紀における第3堆積輪廻を代表するものとして、有田層北部相上に平行不整合に西広層が、同層南部相上に平行不整合に井関層がそれぞれ堆積している。西広層は石英質あるいはアルコーズ質砂岩が顕著な地層で、炭質頁岩をはさみ、水生貝化石を含む。井関層ではグレイワッケ型砂岩の発達が著しく、わずかながらも海生化石を産する。両層とも層厚は400 m内外である。

西広層砂岩は、湯浅南西の西広付近ではおもに石英質、湯浅南東の一本松付近ではアルコーズ質のタイプに属する。岩相・化石相および砂岩のCMダイアグラムとQDa-Mdダイアグラムから河成、デルタ成あるいは海浜成の堆積物と判断される。井関層はTurbidite相を示し、その砂岩は石質のタイプに属する。東方から西方に向かって粗粒から細粒へ移行し、また古流向として東北東から西南西への軸流が認められ、西方に海が深くなっていたことを示す。礫岩の組成についてみると、西広層では黒瀬川構造帯の岩石から由来したものが多く、井関層では基盤の先白亜系と内帯の火成岩類に由来したものが多くある。

上述のように、宮古世の地層は、下位の高知統や有田統と巨視的岩相の上でも砂岩や礫岩の組成の上でも大きな差がある。また、同じ宮古統の中で西広層と井関層との間においても顕著な違いが認められる。これらの事実は次のように説明される。すなわち、宮古世になると、西広層分布域と井関層分布域との間に黒瀬川構造帯を構成する岩石群が島列として現われる。有田世あるいは高知世の時期にも島列が存在していたかもしれないが、それが主要な供給源となったのは宮古世になってからであろう。この島列から主に北方に構造帯構成岩石に由来する砕屑物が運搬され、すぐ近くのデルタあるいは海浜に西広層を形成した。一方、島列の南方には東西にのび西方に深くなる堆積盆があって、そこに井関層が堆積した。島列は局地的なものでそれほど東方に遠くへは続かず、井関層堆積盆には西広層を越えて北方に露出していた基盤の先白亜系や内帯の傾家帯からの砕屑物質が東側からまわって運ばれてきたのであろう。

(d) ギリヤーク世

ギリヤーク世には、下部白亜系分布域より東方に白亜紀の第4堆積輪廻を代表する地層として金屋層と上松原層が堆積した。海進が東方に及んだことが推定される。金屋層は次記、御霊層分布域の北側とその内部にわずかにあらわれるにすぎず、御霊層に整合的におおわれる(下限は第四系の被覆のため不明)。露出のかぎりでは層厚は約60 mであり、砂岩と砂岩頁岩細互層よりなる。上松原層は上松原南方で井関層を平行不整合におおい、松原層に整合的におおわれる。層厚は約400 mで、砂岩を主とし、頁岩を伴うほかわずかに礫岩の挿入がある。

金屋層砂岩は、試料に乏しいが、えられた限りでは石英量が少なく長石量の多い長石質ワッケのタイプに属する。上松原層砂岩は13試料のうち石質のタイプが8、長石質のタイプが5である。下位の井関層のものと比較するとよく似た組成を示すが、カリ長石量が減少している。酸性火成岩類からの供給が少なくなったことを示すのかもしれない。

(e) 浦河世前期

浦河統下部階としては御霊層と松原層があり、白亜紀の第5堆積輪廻を代表している。御霊層は吉備町吉見付近を中心に分布し、金屋層の砂岩頁岩細互層を整合におおう。層厚は約600 mで、礫岩層、砂岩層、頁岩層、砂岩層の順に重なる。松原層は御霊層の南東方に分布する同時異相で、層厚約400 m、砂岩を主とし、礫岩をひんばんにはさむとともに頁岩も伴う。下位の上松原層上に整合にのる。御霊・松原両層とも上位は二川層の頁岩層に整合におおわれている。いずれにも級化層理などタービダイトに特徴的な堆積構造がよく発達しており、また古流向は、側方流が北から南であり、軸流は松原層で西から東である。軸流については宮古統井関層の場合と逆向きであることに注目したい。浦河統下部階においては碎屑物は北方陸地からもたらされたと推定される。

御霊層の砂岩は長石質ワッケのタイプでほとんどが占められ、カリ長石にとみ、岩片としては火成岩類が多い。後背地として火成岩類、とくに花崗岩類の貢献度が増したことを示す。松原層の砂岩は石質のタイプが7個、長石質のタイプが6個となっている。岩片としては火山岩類(流紋岩質)が23.1%も含まれる。御霊層と比較すると、カリ長石が少なく、片田ほか(1978, p 142)が述べているように、火山岩類の供給源としての貢献度がより大きかったことを示すのかもしれない。

(f) 浦河世後期～ヘトナイ世前期

浦河世後期からヘトナイ世前期にかけては、白亜紀第6堆積輪廻を代表する地層として当地域の北部に鳥屋域層、中・南部に二川層が堆積している。二川層は基底の礫岩に始まり、砂岩、頁岩、砂岩頁岩互層からなる層厚1,000 m強の累層である。向斜北翼の二川北方では基盤の先白亜系を著しい傾斜不整合でおおうが、下位に御霊層あるいは松原層が累重するところでは、これらに対して整合関係にある。すなわち、下位層よりも堆積域が東方に広がり、先白亜系上にオーバーラップして堆積したものである。二川層はダービダイト相を伴う。今回の調査では北から南への古流向(側方流)しかえられなかったが、田中(1974)は西南西から東北東への軸流が顕著であり、東方に向かって海域はしだいに深くなると述べている。側方流からは北方陸地の存在と南に傾く古斜面が推定されるであろう。

二川層の堆積域の北西方に鳥屋域層の堆積域がある。この地層は1,000 m以上にもおよぶ塊状岩(頁岩、シルト岩および砂岩)からなり、二川層との岩相の差が著しい。二川層が東西に細長くのびた水深の比較的大きい堆積盆の存在を示唆するのに対して、鳥屋域層は陸棚上に堆積したものであろう。

鳥屋域層砂岩では6試料のうち4個が長石質ワッケのタイプに属する。一方、二川層砂岩は石質タイプでほとんどが占められ、基質量は少ないがグレイワッケ型の砂岩に帰せられる。粒度分布から得られたCMダイヤグラムは乱泥流によるタービダイトであることを示す。礫岩の礫組成をみると、下位の松原層に比べて酸性～中性火成岩類がかなり減少している。このことは、砂岩組成において長石量が少ないことに対応する。御霊層と比べても二川層の

砂岩は長石量がかなり少なく、石英—斜長石—カリ長石3者の量比において石英が比較的多い (Fig. 129)。

3. 八代地域

八代地域の秩父帯白亜系については、調査の日数、砂岩・礫岩の分析数など不足しており、あまり多くを述べられない。白亜系は下位より高知統川口層、有田統八竜山層、宮古統日奈久層・八代層・宮地層に分けられる。

(a) 高知世

二疊系小崎層、八代花崗岩類および黒瀬川構造帯の構成メンバーである八代片麻岩類や蛇紋岩を基盤として川口層が堆積している。川口層は層厚約 400 m+で、アルコーズ質ないし石英質砂岩の発達で特徴づけられ、汽水生二枚貝・巻貝化石を多産する。

砂岩組成をみると、個々の試料の間で非常に変化に富み、基盤の変動の激しい時期の堆積物であることを暗示している。礫組成としては、古期堆積岩類が圧倒的に多く (65.1%~80.3%)、酸性~中性火成岩類の含有量はわずかなものにすぎない。蛇紋岩が YO09 地点で 9.5%含まれることに注意すべきであり、川口層堆積当時、黒瀬川構造帯の構成メンバーが少なくとも一部で供給源となっていたと思われる。

(b) 有田世

川口層上に整合的に八竜山層 (層厚 350 m) が堆積している。砂岩の組成は、川口層と同様、著しく変化に富んでいて、基盤の変動が激しかったことを思わせる。川口層と比較して岩片量が多くなり、中でもとくに火山岩片が増加している。斜長石/カリ長石の量比も川口層では3.6であったのに八竜山層では5.8となり、片田ほか (1978, p 142) が述べているように、供給源としての火山岩類の貢献度が増したことが推定される。

(c) 宮古世

宮古世には、まず八竜山層上に平行不整合で日奈久層がのり、ついで著しい侵食と構造的変形を伴う傾斜不整合をもって八代層が重なり、さらに上位に同じく大きな堆積および構造上の間隙に加うるに堆積盆の移動を暗示する傾斜不整合をもって宮地層が重なる (松本ほか, 1964)。

日奈久層 (層厚 800 m) は、最下部と中部に砂岩あるいは一部礫岩が含まれるほかは厚い頁岩によって構成され、基底部を除いては海成層で代表される。砂岩は岩片量が八竜山層より増加し (34.2%)、また火山岩片がかなり多くなっている。斜長石/カリ長石の量比は7.8となり、火山岩類の供給地としての貢献度がさらに増大したことを示す。礫岩の礫組成をみると、古期堆積岩類が60%強を占めはするものの、酸性~中性火成岩類が川口層におけるよりも増加しており、さらに1地点ではあるが蛇紋岩礫が認められる。

八代層は宮地帯と日奈久帯に分かれて分布する。今回調査したのは宮地帯のもので、八代層全体のうち中・上部しか含まれていない。砂岩は日奈久層より石英および長石量が増加し、岩片量が減少している。斜長石/カリ長石の量比は3.3となり、火山岩片も少なくなっていることより、供給源としての火山岩類の貢献度が低下したことがわかる。カリ長石量がわずかながら増加しているため、花崗岩類の貢献度は高くなったであろう。

宮地層 (層厚 150 m 弱) は礫岩と砂岩を主とする地層である。砂岩は全体的に長石にとんでいて、酸性~中性火成岩類の供給源としての貢献度が増しているが、カリ長石が下位の

どの地層よりも多く (Fig. 91), 斜長石/カリ長石の量比は2.2で, 火山岩片は13.3%となり, 八代層におけるよりさらに火山岩類の貢献度は低下し, かわって花崗岩類の貢献度が増したと思われる。そのことは礫岩の礫組成で花崗岩類が川口層および日奈久層より多いことにもあらわれている。

参 考 文 献

- AMANO, M., 1957: The Lower Cretaceous fauna from Hagino in southern Shikoku, Japan. *Kumamoto Jour. Sci., Ser. B, Sec. 1, Fac. Sci. Kumamoto Univ.*, 2, (2), 77-121.
- BOUMA, A. H., 1962: *Sedimentology of some flysch deposits (a graphic approach to facies interpretation)*. 168 pp. Elsevier Amsterdam.
- BULLER, A. T. and MCMANUS, J., 1972: Simple metric sedimentary statistics used to recognize different environments. *Sedimentology*, 18, 1-21.
- CHAPPEL, J., 1967: Recognizing fossil strandlines from grain-size analysis. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 157-165.
- DUANE, D. B., 1964: Significance of skewness in recent sediments, western Pamlico Sound, North Carolina. *Jour. Sed. Petrol.*, 34, 864-874.
- 江口元起, 1944: 四国南部物部川中流地域における Orbitolina 砂岩の新産地. 地質雑, 51, (3), 110.
- FOLK, R. L., 1962: Of skewness and sands. *Jour. Sed. Petrol.*, 32, 145-146.
- and WARD, W. C., 1957: Brazos River Bar: a study in the significance of grain-size parameters. *Jour. Sed. Petrol.*, 27, 3-27.
- FRIEDMAN, G. M., 1961: Distinction between dune, beach, and river sands from their textural characteristics. *Jour. Sed. Petrol.*, 31, 514-529.
- , 1967: Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 327-354.
- 藤井浩二, 1956: 九州八代地方中生界の砂岩. 地質雑, 62, (4), 193-211.
- 藤田 旭, 1943: 四国大柵付近の地質. 地質雑, 50, (8), 207-215.
- HADA, S., 1967: Geology of the middle-Aritagawa district, Wakayama Prefecture, with special reference to the relationship between the Chichibu belt and the Sambagawa belt. *Bull. Osaka Museum Natural History*, No. 20, 39-60.
- 波田重熙, 1971: 三滝火成岩類の再動と自食性堆積—三滝火成岩類の再動問題の研究(II)—. 地質学論集, 第6号, 177-178.
- , 1972: 高知県島形山付近に分布する三滝火成岩類中に発達する断裂系—三滝火成岩類の再動問題の研究(III)—. 高知大学学術研報, 第21巻, 自然科学, 第4号, 63-85.
- 原村 寛, 1961 a: 古生層の粘板岩の化学組成. I. 三波川変成帯より太平洋側の地域. 地質雑, 67, (11), 618-622.
- , 1961 b: 古生層の粘板岩の化学組成. II. 長野県辰野・塩尻地方. 地質雑, 67, (12), 671-675.
- , 1962: 古生層の粘板岩の化学組成. III. 西南日本内帯の3地域. 地質雑, 68, (1), 29-32.
- 原 郁夫・秀 敬, 1974 a: 中央構造線の時代論. 基盤岩類, No. 5, 11-16.
- , 1974 b: 中央構造線の起源. 海洋科学, 6, (9), 35-40.
- ・———・武田賢治・佃 栄吉・徳田 満・塩田次男, 1977: 三波川帯の造構運動. 秀 敬 編: 三波川帯, 307-390, 広大出版研究会.
- HAYAMI, I., 1965 a: Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan, Part I. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D, Geol.*, 15, (2), 221-349.
- , 1965 b: Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan, Part II. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D, Geol.*, 17, (2), 73-150.
- , 1966: Lower Cretaceous marine pelecypods of Japan, Part III. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., ser. D, Geol.*, 17, (3), 151-249.

- and KAWASAWA, K., 1967: Some Lower Cretaceous bivalves from the Shimantogawa Group of south Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, No. 66, 73-82.
- 平山 健・田中啓策, 1956 a: 5 万分の 1 地質図幅「海南」および同説明書. 地質調査所, 62+12 p.
- ・——, 1956 b: 5 万分の 1 地質図幅「動木」および同説明書. 地質調査所, 37+11 p.
- 市川浩一郎・石井健一・八尾 昭, 1971: 和歌山県白崎地方の後期古生代石灰岩体の地質産状. 地質学論集, 第 6 号, 176.
- ・前島 涉・栗本史雄, 1979: 和歌山県湯浅・有田川地域の秩父累帯. 中生代造構作用の研究(総研連絡誌), No. 1, 5-8.
- ・吉倉紳一, 1974: 和歌山県南風鼻の黒瀬川構造帯—現地討論会報告—. 島弧基盤, No. 1, 29-34.
- 伊熊俊幸, 1980: 高知県領石・物部川地域の秩父累帯白亜紀層の変形. 地質雑, 86, (6), 389-407.
- ・市川浩一郎, 1978: 四国外帯の上韭生川—鮎喰川断層. 研究連絡誌「中央構造線」, No. 3, 43-48.
- INOUE, M., 1974: Geologic structures of the Chichibu terrain in the Kanto mountainous land, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, 19, (1), 1-25.
- 井上重一, 1933: 和歌山県有田川流域の地質(1, 2). 地球, 19, (5), 352-372, (6), 415-437.
- 石田啓祐・須鎗和巳・桑野幸夫, 1979: 四国秩父累帯における三疊紀地向斜. 地学団体研究会第33回総会学術シンポジウム講演要旨集, 9-10.
- KANIE, Y., 1972: *Anagaudryceras* and *Inoceramus* from the Cretaceous Formation of southwestern Yuasa, Wakayama Prefecture, Japan. *Science Report of the Yokosuka City Museum*, No. 19, 20-22.
- 勘米良危齡・坂井 卓, 1975: 四万十川層群の形成場は現在の海底ではどのような所に対応するか?. GDP 連絡紙, II-1-(1), 構造地質, No. 3, 55-64.
- ・——・佐野弘好・大賀英生, 1977: 四万十帯における緑色岩の層位的位置と産状. 総合研究「緑色岩類の岩石学的研究およびその対比」研究連絡誌, No. 2, 7.
- 加納 博, 1969: 白亜紀ギリヤーク～浦河世の花崗岩礫と領家帯の神原・非持型花崗岩類の関係—含花崗質岩礫岩の研究(その20)—. 地質雑, 75, (9), 461-470.
- , 1970: 有田川流域の浦河統下部階礫岩中の領家変成岩礫の存在—含花崗質岩礫岩の研究(その21)—. 地質雑, 76, (3), 143-150.
- 甲藤次郎, 1952: 四国外帯の時代未詳層群に関する研究—第 1 報 四国西南部の中筋地帯における新観察—第 2 報 高知県高岡郡内における新観察. 高知大学研究報告, 自然科学, No. 2, 37-46.
- ・波田重熙, 1969: 高知県島形山東南麓の地質—三滝火成岩類の再動問題の研究(I). 高知大学学術研究報告, 18, (4), 25-30.
- ・須鎗和巳, 1956: 物部川盆地の再検討(四国秩父累帯の研究-VII). 高知大学学術研究報告, 5, (23), 1-11.
- ・田代正之・香西 武, 1980: 四国物部川流域の上部白亜系に関する新知見. 地質ニュース, 307号, 20-25.
- 片田正人・小野千恵子, 1978: 本州地向斜の砂岩・泥岩の供給源岩について. 地質雑, 84, (3), 141-154.
- 北村健治・松川正樹・小島郁生・松本達郎, 1979: 赤石山地白亜系戸台層の時代. 国立科博専報, No. 12, 55-64.
- KOBAYASHI, T., 1941: The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. *Jour. Fac. Sci., Imp. Univ. Tokyo, Sec. II*, 5, (7), 219-578.
- , HUIJITA, A. and KIMURA, T., 1945: On the Geology of the central part of southern Shikoku. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 20, (1), 19-45.
- 小林貞一・井尻正二, 1936: 土佐国高知地方の中生層の層序と構造. 地学雑, 48, (571).
- 高知県, 1960, 1961: 20 万分の 1 高知県地質産図および同説明書. 129 p.
- 小島丈見, 1973: 中央構造線で失われた地質体. 「中央構造線」, 東海大学出版会, 253-261.
- 小井土由光, 1975: 後期中生代酸性火山活動の時代についての一考察. 地団研専報, No. 19, 191-202.
- KUENEN, Ph. H. and SANDERS, J., 1956: Sedimentation phenomena in Kulm and Flotzleeres grey-

- wacke, Sauerland and Oberhutz, Germany. *Amer. Jour. Soc.*, 254, 649-671.
- 公文富士夫, 1978: 徳島県南部, 相生町周辺の四万十帯白亜系. 日本地質学会第85年学術大会講演要旨集, 139.
- 杏掛俊夫, 1977: 領家帯の深成・変成作用の性格. 地団研専報, No. 20, 37-44.
- 前田四郎・川辺鉄哉, 1967: 赤石山地入笠山地域の戸台層の地質構造. 早返一郎先生喜寿祝賀文集, 307-316.
- 前島 涉, 1978: 紀伊半島西部湯浅北方地域の秩父累帯北帯における結晶片岩の構造的産状. 地球科学, 32, (4), 175-184.
- , 1979: 和歌山県湯浅天皇山の湯浅層(白亜系高知統)中にみられる礫質海浜堆積相. 日本地質学会第86年学術大会講演要旨集, 217.
- ・松田哲夫, 1977: 和歌山県湯浅北方秩父累帯北帯“古生層”からのトリアス紀コノドント化石の発見とその意義. 地質雑, 83, (9), 599-600.
- ・吉倉紳一, 1976: 和歌山県湯浅北方のベルム系浮石層の礫岩. 地質雑, 82, (10), 643-654.
- MARTINS, L. R., 1965: Significance of skewness and kurtosis in environmental interpretation. *Jour. Sed. Petrol.*, 35, 768-770.
- 松川正樹, 1977: 山中地溝帯東域白亜系の地質. 地質雑, 83, (2), 115-126.
- , 1979: 山中“地溝帯”の白亜系白井層に関する問題点. 地質雑, 85, (1), 1-9.
- 松本達郎, 1947: 西南日本外帯地質構造発達史に関する新知見—和歌山県有田川流域の地質学的研究—. 九州大学理学部研究報告, 地質学之部, Vol. 2, 1-12.
- MATSUMOTO, T. [Editor], 1954: *The Cretaceous System in the Japanese Islands*. Japan Soc. Prom. Sci. Res., Tokyo, 324 pp.
- 松本達郎, 1967: 白亜紀海侵の本質について. 佐々保雄教授還暦記念論文集, 39-55.
- ・勘米良亀齡, 1964: 5万分の1地質図幅「日奈久」および同説明書. 地質調査所, 147+27 p.
- MATSUMOTO, T., KANMERA, K. and SAKAMOTO, H., 1968: Notes on two Cretaceous Ammonites from the Tomochi Formation of Kyushu. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 39, (2-4), 139-148.
- MCKINNEY, T. F. and FRIEDMAN, G. M., 1970: Continental shelf sediments of Long Island, New York. *Jour. Sed. Petrol.*, 40, 213-248.
- 宮本隆実, 1976 a: 高知県大筋村近の秩父帯および四万十帯の白亜系砂岩の比較. 地質雑, 82, (7), 449-462.
- , 1976 b: 和歌山県有田郡広川町北西方(天皇山～西広付近)に発達する石英質砂岩について. 小島丈見先生還暦記念文集, 230-236.
- MIYAMOTO, T. and NAKAI, I., 1974: Petrography of the Cretaceous Sandstones in the Monobegawa Valley, Shikoku. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, 7, (2), 69-100.
- 宮本隆実・武田賢治・伊熊俊幸, 1979: 高知県北東部のみかぶ帯および秩父帯の構造。「中生代造構作用の研究」(総研連絡誌), No. 1, 21-24.
- 都城秋穂・原村 寛, 1962: 古生層の粘板岩の化学組成. IV. 地向斜堆積物の带状分布と変成帯の位置. 地質雑, 68, (2), 75-82.
- MIYASHIRO, A. and HANAMURA, H., 1966: Sedimentation and regional metamorphism in the Paleozoic geosynclinal pile of Japan. *Proceedings of the Symposium on Tectonics in the Bulletin of the Indian Geophysical Union*, No. 3, 45-55.
- MOIOLA, R. J. and WEISER, D., 1968: Textural parameters: an evaluation. *Jour. Sed. Petrol.*, 38, (1), 45-53.
- 両角芳郎, 1970: 紀伊由良東方の地質——特に仏像構造線付近の日高川層群について——. 大阪市立自然科学博物館研究報告, No. 23, 11-18.
- MOROZUMI, Y., 1970: Upper Cretaceous Inoceramus from the Shimanto belt of the Kii Peninsula. *Bulletin of the Osaka Museum of Natural History*, No. 23, 19-24.
- 村上允英, 1974: 西南日本内帯における後期中生代～古第三紀酸性火成岩類の進入と構造との関係——とくに西中国を例にして. 地団研専報, No. 18, 9-31.
- 中居 功, 1968, 徳島県勝浦川盆地の白亜系層序——とくにアンモナイトに基づく時代論——. 地質雑 74, (5), 279-293.

- NAKAI, I., 1971: Lower Cretaceous Sandstones of the Katsuuragawa Valley, Shikoku. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, 6, (2), 115-169.
- and HADA, S., 1966: Discovery of Aptian ammonites from the Shimanto terrain, western Shikoku. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, No. 62, 242-250.
- and MATSUMOTO, T., 1968: On some ammonites from the Cretaceous Fujikawa Formation of Shikoku. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, 6, (1), 1-15.
- NAKANO, M., 1960: Stratigraphic occurrences of the Cretaceous trioniids in the Japanese Islands and their faunal significance. *Jour. Sci., Hiroshima Univ., Ser. C*, 3, (2), 215-280.
- 中世古幸次郎・松島信幸・小島郁生・松川正樹, 1979: 赤石山地水窪層・和田層に関する新事実. 国立科博専報, No. 12, 65-72.
- ・西村明子・菅野耕三, 1979: 四万十帯の放散虫化石の研究(白亜系の放散虫を中心として). 大阪微化石研究会誌, 特別号, No. 2, 1-49.
- NAKAZAWA, K., KUMON, F. and KIMURA, K., 1979: Occurrence of Cretaceous shallow-sea bivalves from the northern border of Shimanto terrain, Kii Peninsula, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, No. 113, 15-29.
- 西谷正司・市川浩一郎・石井健一・吉田 勝, 1973: 和歌山県南風鼻の黒瀬川構造帯. 基盤岩類, No. 4, 2-5.
- 沼野恭一郎・中野光雄, 1965: 勝浦川盆地西部の下部白亜系について. 広島大学地学研究报告, No. 14, 105-116.
- 小島郁生・萩原茂雄・神子茂男, 1975: 白亜系銚子層群の時代. 国立科博研報 C 類(地質学・古生物学), 1, (1), 17-36.
- OBATA, I., MATSUKAWA, M., TSUDA, H., FUTAKAMI, M. and OGAWA, Y., 1976: Geological age of the Cretaceous Ishido Formation, Japan. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C (Geol.)*, 2, (3), 121-138.
- 小島郁生・松本達郎, 1977: 本邦下部白亜系の対比. 九大理研報(地質), 12, (3), 165-179.
- ・小川芳男, 1976: 白亜系有田層の化石層序. 国立科博研報 C 類(地質学・古生物学), 2, (2), 93-110.
- 小川勇二郎, 1971: 徳島県勝浦川地域の地質——その層序と構造——. 地質雑, 77, (10), 617-634.
- 岡田博有, 1971: 再び砂岩の分類と命名について. 地質雑, 77, 395-396.
- 小野千恵子, 1976: 岩石の平均化学成分とその図示. 4. 本州(秩父)地向斜の泥岩. 地質調査所月報, 27, (8), 519-533.
- OZAKI, H. and KATTO, J., 1956: On a new species of *Cymatoceras* from Nagase, Kochi Prefecture (Shikoku). *Bull. Natn. Sci. Mus.*, 3, (2), 61-66.
- PASSEGA, R., 1957: Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Amer. Assoc. Geol.*, 41, 1952-1984.
- , 1964: Grain size representation by CM patterns as a geological tool. *Jour. Sed. Petrol.*, 34, 830-847.
- and BYRAMJEE, R., 1969: Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentol.*, 13, 233-252.
- POWERS, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. *Jour. Sed. Petrol.*, 23, (2), 117-119.
- 領家研究グループ, 1972: 中部地方領家帯の花崗岩類の相互関係. 地球科学, 26, (5), 205-216.
- , 1975: 領家帯形成史の展望——特に時代論について——. 地研研専報, No. 19, 203-208.
- SAKA, Y., 1967: Geological structure of the Chichibu terrain in the vicinity of Yura-machi, Wakayama Prefecture, southwest Japan. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 15, (1), 1-34.
- , 1968: Upper Cretaceous Futakawa Formation in the Shimizu-machi district, Wakayama Prefecture, southwest Japan, with special reference to the folding structures. *The Scientific Researches, School of Education, Waseda Univ., Ser. Natur. Sci.*, 17, 125-147.
- 坂 幸恭, 1969: 紀伊半島有田川地溝帯の東端部について. 地学雑, 78, 51-63.
- , 1974: 埼玉県山中地溝帯の白亜系・三山層にみられる流痕(その1, すすき川流域). 早稲田大学教育学部, 学術研究, (生物学・地学), No. 23, 9-26.
- , 1976: 古流系の復元について——埼玉県山中地溝帯の白亜系, 三山層の例——. 早稲田大学

- 教育学部, 学術研究, (生物学・地学), No. 25, 23-37.
- ・小泉 潔, 1977: 山中地溝帯東部の白亜系, 三山層の層序と古流系——古流系復元に関する問題点——. 地質雑, 83, (5), 289-300.
- 西南日本内帯後期中生代火成活動研究グループ, 1967: 西南日本内帯における後期中生代の火成活動と構造発達史. 地団研専報, No. 13, 50 p.
- 関陽太郎・望月宏明, 1965: 関東山地山中地溝帯白亜紀層砂岩の2, 3の特徴. 岩石鉱物鉱床学会誌, 54, (3), 87-91.
- SEKI, Y. and TAKIZAWA, H., 1965: Finding of pebbles of lawsonite- and pumpellyite-bearing rocks in a Lower Cretaceous Formation of the Kanto Mountains, central Japan. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, 36, 81-87.
- 鹿間時夫・鈴木茂樹, 1972: 千葉県銚子半島の地質——白亜系を中心として——. 横浜国立大学理科紀要, 2, (19), 133-157.
- 清水大吉郎・紀州四万十帯団体研究グループ, 1973: 紀伊半島中央部の日高川帯の層序と構造. 「四万十総研」研究連絡誌, No. 2, 13-26.
- SHEPARD, F. P. and YOUNG, R., 1961: Distinguishing between beach and dune sands. *Jour. Sed. Petrol.*, 31, 196-214.
- 庄司力偉, 1971: 堆積岩石学. 朝倉書店, 285 p.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1979: 四国の三波川帯と秩父累帯との関係 (予察). 中生代造構作用の研究 (総研連絡誌), No. 1, 39-49.
- 鈴木堯士, 1977: 四国における黒瀬川構造帯と秩父累帯. 秀 敬 (編) 三波川帯, 153-164.
- 武井昶朔, 1963: 山中地溝帯東部白亜系の層序と構造. 地質雑, 69, (3), 130-146.
- , 1974: 山中地溝帯白亜系中のパンペリー石脈を伴う緑色岩礫およびパンペリー石碎屑粒. 地球科学, 28, (5), 151-154.
- , 1975: 山中地溝帯白亜系中の火成岩礫, 変成岩礫, および酸性凝灰岩礫. 地質雑, 81, (4), 247-254.
- ・滝沢文教・竹内敏晴・藤原 肇, 1977: 山中地溝帯西域の白亜系. 地質雑, 83, (2), 95-113.
- 棚部一成, 1972: 宇和島地方の白亜紀層. 地質雑, 78, (4), 177-190.
- 田中啓策, 1974: 和歌山県湯浅地方の白亜紀古流系. 地質調査所月報, 25, (3), 119-132.
- 寺岡易司, 1970: 九州大野川盆地付近の白亜紀層. 地質調査所報告, No. 237, 84 p.
- TOBUOKA, T., 1967: The Shimanto terrain in the Kii peninsula, Southwestern Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Geol. & Miner.*, 34, 35-74.
- 徳島県, 1972: 徳島県の地質. 137 p.
- WALKER, R. G., 1967: Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Jour. Sed. Petrol.*, 37, 25-43.
- WELSH, W., 1967: The value of point-count modal analysis of greywackes. *Scott. Jour. Geol.*, 3, 318-328.
- YABE, H., 1927: Cretaceous stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ.*, 2nd Ser., Geol., 11, (1), 27-100.
- 山田直利・小井土由光・市川浩一郎・原山 智・田辺元祥・村上允英・吉田久昭・吉倉紳一・赤羽久忠, 1979: 泉南層群——領家帯南部における後期中生代酸性火山作用——. 地質学論集, No. 17, 195-208.
- 山田哲雄, 1971: 領家深成作用と後期中生代火山—深成作用. 地球科学, 25, (2-3), 97-104.
- 山下 昇, 1957a, b: 中生代 (上・下), 94+116 p, 地団研地学双書.
- 山内靖喜, 1977: 秩父盆地の中新統内の乱堆積構造 その1 形態. 地質雑, 83, (8), 475-489.
- YAO, A., ICHIKAWA, K. and ISHII, K., 1970: Discovery of the Upper Jurassic/Permian unconformity at Shirasaki, Wakayama Prefecture and its geological significance. *Jour. Geos.-Osaka City Univ.*, 13, (2), 17-30.
- YEHARA, S., 1926: On the Monobe-gawa and Shimanto-gawa Series of southern Shikoku. *Jour. Geogr. Tokyo*, 38, 443-444.
- 吉松敏隆, 1971: 鳥屋城層下部産の貝化石について (予報). 地学関係5学会連合学術大会講演要旨集,

485.

ZINGG, Th., 1935: Beitrage zur Schotteranalyse. *Min. Petrog. Mitt. Schweiz.*, 15, 39-140.

(1980年6月26日受理)

広島大学理学部地質学鉱物学教室

図 版 I

1. 先白亜系と領石層の逆転不整合。高知県物部川流域柚ノ木北方。
2. 日比原層上部層にみられる背斜構造。高知県物部川流域日比原付近。写真の右が南。
3. 日比原層上部層にみられるスランプ褶曲 (So 05 地点)。左側中央部のハンマーのある部分。高知県物部川流域日比原付近。
4. 同上。3の写真の右上の部分の拡大。右下付近にスランプ褶曲がみられる。
5. 日比原層下部層の礫岩の産状。高知県物部川流域日比原付近。
6. 日比原層単層中にみられるクロス・ラミナ。2の写真の背斜構造のすぐ南。写真上(南)が上位。スケールは1 cm。
7. 半山層中のスランプ褶曲。高知県物部川流域奈路付近。
8. 半山層中のグループ・キャスト。高知県物部川流域岡ノ内付近。

図 版 II

1. 湯浅地域有田層にみられるロード・キャスト。
2. 湯浅地域西広層の石英質砂岩中にはさまれる炭層。
3. 湯浅地域御霊層にみられるフルート・キャスト。
4. 湯浅地域御霊層にみられるカレント・クレセント・キャスト。
5. 湯浅地域上松原層のラミナ中にみられる頁岩礫。
6. 湯浅地域上松原層にみられるコンボルト・ラミネーション。

図 版 III

1. 湯浅地域松原層にみられるフルート・キャスト。
2. 湯浅地域松原層にみられる礫岩によるけずりこみ構造。ハンマーのある部分。
3. 湯浅地域松原層にみられるパーティング・リエーション。
4. 湯浅地域寺柚層にみられるフルート・キャスト。
5. 同上。
6. 湯浅地域寺柚層にみられるグループ・キャスト。

図 版 IV

1. 湯浅地域井関層の砂岩 (直交ニコル)。スケールは0.5 mm。
2. 同上 (平行ニコル)。スケールは0.5 mm。
3. 湯浅地域井関層の砂岩 (直交ニコル)。スケールは0.5 mm。
4. 同上 (平行ニコル)。スケールは0.5 mm。
5. 湯浅地域西広層の砂岩 (直交ニコル)。スケールは0.5 mm。
6. 同上 (平行ニコル)。スケールは0.5 mm。
7. 湯浅地域西広層の砂岩中の石英粒の二次成長 (直交ニコル)。スケールは0.1 mm。
8. 同上 (平行ニコル)。スケールは0.1 mm。

