

広島大学学術情報リポジトリ  
Hiroshima University Institutional Repository

Title	西南日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究
Author(s)	早坂, 康隆
Citation	広島大学地学研究报告, 27 : 119 - 204
Issue Date	1987-03-31
DOI	
Self DOI	<a href="https://doi.org/10.15027/52895">10.15027/52895</a>
URL	<a href="https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052895">https://ir.lib.hiroshima-u.ac.jp/00052895</a>
Right	
Relation	



## 西南日本内帯西部地域における中・古生代造構作用の研究\*

早 坂 康 隆

Study on the Late paleozoic - Early mesozoic Tectonic  
Development of Western Half of the Inner Zone of  
Southwest Japan.

By

Yasutaka Hayasaka

ABSTRACT: The Upper Paleozoic - Lower Mesozoic sequences widely develop in the Inner Zone of Southwest Japan just on the south of the Hida belt. Most of them are considered to be accretionary complexes formed in consuming plate-boundaries during Middle Permian to Late Jurassic age. In this paper the author has attempted to clarify evolutionary processes of those accretionary complexes.

The western half of the Inner Zone of Southwest Japan consists of the Chugoku - Maizuru belt and Tamba belt. The fundamental tectono-stratigraphic subunits of the Chuoku - Maizuru belt are classified as follows: 1) High-P/T type metamorphic rocks ("Sangun metamorphic rocks"). This subunit is further divided into several subgroups as described in later paragraph. 2) Non-metamorphic Paleozoic formations. This subunit is further divided into two subgroups following Hase(1964). (a) North zone Paleozoic formations as a Late Permian accretionary prism consisting mainly of seamount - reef-limestone complexes such as Akiyoshi, Taishaku and Atetsu chert - limestone - greenstone complexes, clastic rocks and acidic tuff. (b) Middle zone Paleozoic formations and maizuru group in the Maizuru belt as a Late Permian accretionary prism consisting mainly of Yakuno rocks and clastic rocks with subordinate acidic tuff and hemipelagic reddish-claystone. 3) Equivalents of the Tamba group in the Tamba belt: Middle to Latest Jurassic accretionary complexes consisting mainly of bedded chert, siliceous claystone, pebbly mudstone and greenstones with subordinate limestone lenses. 4) Triassic and Jurassic formations of blackish to shallow water facies: subunit consisting mainly of relatively coarse-grained clastic rocks. They unconformably overlie the non-metamorphic Paleozoic formations. 5) Ultra Tamba zone (Ishiga, 1985; Caridroit *et al.*, 1985) as a Triassic (probably) accretionary complex developed between the Maizuru belt and the Tamba belt.

The author has clarified that the Chugoku belt is divided into two units, NE unit and SW unit, by a narrow zone which cuts across the general distribution trend of the above-mentioned constituent subunits of the Chugoku belt from the Nichihara - Tsumano district to the North of Hiroshima and consists of the equivalents of the Tamba group. The two units are different from each other mainly with respect to some important characteristics of the "Sangun metamorphic rocks": a) distribution trend of metamorphic rocks (Fig. 1), b) orientation trend of mineral lineations (Fig. 4), c) original rock assemblage (Fig. 5), d) radiometric age (Fig. 6), e) distribution frequency of lawsonite-bearing schist (frequently found in the NE unit, but only one locality in the SW unit), and f) volume of Yakuno rocks (abundant in the weakly metamorphosed Paleozoic formations of the NE unit, but rare in those of the SW unit). Because Paleozoic formation of the Northern zone of the NE unit has essentially the same property as that of the SW unit, the author has pointed out that

---

\* Doctoral thesis (Science) submitted to Hiroshima University in 1986.

those two units appeared after the formation of the Paleozoic formation.

Recently, the radiometric age of "Sangun metamorphic rocks" has extensively been measured mainly by Shibata and Nishimura(1983, 1984, 1985), showing that the "Sangun metamorphic rocks" of the Northern district of the Chugoku belt are of 280 - 310 Ma, those of the Western district of 210 - 220 Ma and those of the Eastern district of 170 - 190 Ma (Fig. 6). The Northern district corresponds to the northern margin of the Chugoku belt (NE unit and SW unit), while the Western and the Eastern district correspond to the remaining part of the SW unit and to that of the NE unit respectively. Metamorphic rocks of the Northern district are correlated with those of the Hida marginal belt. The author has found some fossils such as Triassic Conodonts and Early Jurassic Radiolarians and high-P/T type minerals such as alkali and sodic-calcic amphiboles (Table 2) and lawsonites (Table 3), from the Hatto formation in the Mochigase district, Tottori Prefecture (Table 1), which has been considered to be a member of the "Sangun metamorphic rocks", showing that in the Chugoku zone there are Jurassic high-P/T type metamorphic sequences. Original rock assemblage of the Hatto formation consists mainly of bedded chert, greenstone, siliceous claystone and pebbly mudstone, being comparable with that of the Type II suite formations of the Tamba group which are of Jurassic age. The "Sangun metamorphic rocks" with such original rock assemblage are found only in the NE unit (Fig. 12), forming relatively low-grade metamorphic portion of them and commonly associating the equivalents of the Tamba group. Other "Sangun metamorphic rocks" in the NE unit, which consist mainly of clastic rocks and greenstones with subordinate limestones, are closely associated with the non-metamorphic Paleozoic formations. On the other hand the metamorphic rocks of the SW unit may form a unique tectono-stratigraphic subunit.

The author has studied the geology of the Maizuru zone of the Asako-cho district, Hyogo Prefecture, showing that the border zone between the Maizuru and the Tamba belt is structurally characterized by a pile nappe structure consisting of nappe of the Tamba groupe, nappe of the Ultra Tamba zone and three nappes of Yakuno rocks, and that the Yakuno rocks were produced by igneous activities of two stages. The first-stage Yakuno rocks form a pseudostratiform sequence, containing Pyroxenite member, Transitional zone, Lower Gabbro member, Upper Gabbro member and Dolerite member in ascending order, and correspond to the Yakuno ophiolite after Ishiwatari(1978). The second-stage Yakuno rocks consist mainly of tonalite and quartz-diorite, which discordantly intruded the first-stage Yakuno rocks. The constituent minerals such as clinopyroxenes of the Lower Gabbro member and amphiboles of the Upper Gabbro member of the first-stage Yakuno rocks have preferred lattice orientation, showing their metamorphic nature (Figs. 18, 19). The maximum Ti content of such metamorphic amphiboles increases towards the lowest horizon of the volcano-plutonic sequence, showing increase of metamorphic grade from the greenschist facies in the upper part of the Dolerite member to the hornblende-granulite facies of the lowest part of the Lower Gabbro member and the Pyroxenite member (Fig. 21). Such metamorphism may be ascribed to sea floor metamorphism accomplished before dismembering of the ophiolitic sequence of the first-stage Yakuno rocks. With reference to major element chemistry of whole rock and phenocryst clinopyroxene, it may be said that the first-stage Yakuno rocks are comparable with either some E-type MORB or tholeiite of ocean plateau with relatively thick crust (Fig. 26). On the other hand, the second-stage Yakuno rocks appear to be regarded as arc-related igneous rocks (Fig. 24). It has been also pointed out that the greenstones of the Chugoku and Tamba belts associated with bedded cherts are commonly of seamount, ocean island and/or ocean plateau (Fig. 27). MnO/TiO<sub>2</sub> vs MnO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> plots of the Triassic bedded cherts of the Mino belt also suggest a possibility that they were produced in pelagic but relatively shallower environments such as ocean plateau, seamount or flank of ocean island (Fig. 30).

Thus the tectonic development of the Chugoku, Maizuru and Tamba belts during Carboniferous to Jurassic age has been synthesized as below.

1) Early Carboniferous to Early Permian age

During Early Carboniferous age, on a sea floor (Akiyoshi ocean floor) appeared seamounts with

reef-limestone complexes of Hiraodai, Akiyoshi, Taishaku, Atetsu and Omi. All rocks around them deposited during this age was of pelagic type. During Late Carboniferous age, subduction of the Akiyoshi ocean floor began at the front of the Hida - Hida marginal belt.

#### 2) Middle to Late Permian age

Accretionary prisms of non-metamorphic Paleozoic formations related to the subduction of the Akiyoshi ocean floor had not began to form until Middle Permian age, and their formation appears to have ceased during Latest Permian age. During this period, either T-T-R type or R-F-T type triple-junction arrived at the front of the Hida - Hida marginal belt, forming the first-stage Yakuno rocks (the Yakuno ophiolite) together with sedimentation of fine-grained terrigenous materials. This was followed by collision of young aseismic ridge. After this collision, the trench and volcanic front were sifted oceanward. Hence, the collided first-stage Yakuno rocks were involved in arc-related igneous activities, forming the second-stage Yakuno rocks.

#### 3) Triassic age

Because any volcanic activity has not been known throughout the Hida - Chugoku - Maizuru belt, it has been inferred that, after passing away of the triple-junction, the subduction ceased during Early to Middle Triassic age. While acidic tuffs of small amount are found in the Upper Triassic formation, although their petrologic characteristics have not yet been clarified. Thus it seems probable that during Late Triassic age the plate boundary had turned into of highly oblique subduction, forming the accretion of rocks of the Ultra Tamba zone.

#### 4) Jurassic age

During Early Jurassic age were produced such "Sangun metamorphic rocks" as the Hatto formation with high-P/T minerals, followed by a voluminous accretion of Type II suite formation of the Tamba belt during Middle Jurassic age. During the Latest Jurassic age, the Type I suite formation of the Tamba group had underthrust beneath the Permian to Jurassic complexes of the Chugoku belt, forming a pile-nappe structure of the Chugoku and Tamba belts. The Early Cretaceous arc-volcanisms widely occurred in these belts as a tectonic collage.

It has been clarified that, although the formation of the Chugoku and Tamba belts is ascribed to accretion tectonics, any constituent material of normal type abyssal plane such as N-type MORB or typical pelagic sediment is not involved in the constituent rocks of those belts and they commonly contain oceanic materials derived from topographically prominent highs on oceanic plate such as seamount, ocean island and/or ocean plateau. This fact strongly suggests that only the collision of the seamount, ocean island and/or ocean plateau during Permian to Jurassic age was responsible for the formation of accretion complexes of the Chugoku and Tamba belts.

## 目次

I. 序論	122
II. 中国地帯構成単元の識別とその特徴	124
A. 構成単元の識別と分布	124
B. 中国帯の2つのユニットと変成岩類の多様性	132
C. 兵庫県朝来町地域の地質構造	145
D. 夜久野岩石学的性質構造	152
E. その他の付加物質の起源	171
III. 中国帯の地質構造と形成史	177
A. 中国帯にみられる古地理的矛盾について	178
B. 構成単元相互の構造的関係	180
C. 中国帯の形成史	183
IV. 結論	188
参考文献	189

## I. 序論

日本列島の地帯区分は、問題とされる地質時代によって様々になされているが、中・古生界については一般に、棚倉破碎帯によって東の東北日本と西の西南日本に分け、さらに西南日本は中央構造線によって北側の西南日本内帯と南側の西南日本外帯に区分するということが行われている。また北海道の石狩低地から西の地域は東北日本の延長とみなされ、石狩低地から東側の地域はこれらとは独立に扱われている。しかしながら、このような区分の仕方には必ずしも一定の基準があるわけではなく、各地帯が互いに対等な内容を持っていることを意味しているわけでもない。多くの場合、ある断層や断層帯を境にその両側に分布する地質体の相互の地質学的な関係がわからなくなっている時にその境界を構造線と呼び、地帯区分がなされているにすぎない。もしここで地帯構造区分に各地帯の基本的な骨組みが形成された年代を基準として持ち込めば山下(1957)が提唱したように、西南日本は飛驒外縁帯と仏像構造線によって北から南へ飛驒区、本州区、四万十区に三分することもできる。また最近では市川ら(1985)によって同様の観点からA, B, Cの3地帯群に分けるという試みもなされた。このような区分が互いに対等な内容を持つ地帯への区分として相応しいものかどうかについては議論のあるところであるが、飛驒区と本州区の関係、あるいはA地帯群とB地帯群との地質学的な関係は、異なる時代に形成された地質体相互の関係としてみれば、こと西南日本の地質構造発達史の問題にとどまらず、大陸地殻の段階的な成長史という地質学にとって大変重要な意味を含んでいるであろう。このテーマは本研究の延長上に遠く意図されている。

最近のプレートテクトニクスの発展は、かつて個々ばらばらに語られていた様々な分野の資料を統一的に説明することを可能にし、これによって我々は、地質体相互の関係を地殻の生成発達史の本質論へと向かう形で理解する緒をみいだした。また、かつての地向斜造山論では、

現在近接して存在している地質体は生成時にも近接してあったものとして地質体相互の古地理的關係を全部説明してしまうことがもとめられたが、プレートテクトニクスはこのような前提が必ずしも成立しないことを示した。すなわち、生成時には遠く離れていた地質体がプレートの相対移動によって接合するという可能性が示されたのである。このことによって、互いに異なる生成条件を示す地質体の共存關係に関心が持たれるようになり、それまで古地理的な説明に無理があるのではないかと考えられていた現象について、より分かり易い説明がなされるようになった。しかしながら、各々の地質単元の相互の關係がよくわからないということだけでそれらがある時期に相互に無關係に存在していたことが証明されるわけではない。ある地域のテクトニクスを理解するうえでは、近隣のできるだけ多くの地質体からできるだけ多くの多様な情報を収集し、それらを統一的に説明しなければならないことは言うまでもない。

この研究は、北部九州から中国地方一帯にかけての西南日本内帯、すなわち本州区の内帯西半部に分布する先白亜系の地質学的諸特性を記載し、その形成過程を明らかにしようとするものである。この地域には前期石炭紀から最後期ジュラ紀までの比較的ながい期間にわたって形成された多様な生成環境を示唆する多様な地質体が複雑に配列している。解決されねばならない問題は極めて複雑である。もしそれらの多様な地質体の相互の關係の中に、ある秩序のようなものが見出されるならば、飛驒区から本州区へという大陸地殻の成長史にひとつのルールを確認したことになり重要な意味を持つに違いない。

この地域は今日、中国帯（山下，1957）、三郡—山口帯（Kimura and Tokuyama, 1971）、三郡—中国帯（西村，1977）、三郡帯（Hara, 1982）などと様々に称されているが、いずれも舞鶴帯（松下，1953；中沢ら，1954）を境にその西側の先白亜系分布域について定義されたものである。舞鶴帯は東側で丹波帯（松下，1953）と接しているがこの境界は西南日本の一般的帯状構造と明瞭に斜交している。このため舞鶴帯は西側の変成帯と東側の非変成帯との境界として出現したものであり（山下，1957）、変成帯の上昇に関連して地下深部に及ぶ断層運動を受けた地帯（Kimura, 1960；清水ら，1962；吉田・木村，1974；黒川，1975）として理解されてきた。この西側地域の先白亜系は、白亜紀以降の諸岩層の存在によって孤立した分布を示すにすぎないにも関わらず、いずれの地域にも三郡変成岩類と呼ばれる結晶片岩類が伴われ、この地域全体のまとまりを保っている。しかしながら最近の研究は、この地帯に丹波帯の構成メンバーに対比されるものが含まれること（早坂・原，1981，1982）、またこれまで三郡変成岩類として一括されてきたものは、いくつかの異なる時期に形成された変成岩類の集合である可能性（柴田・西村，1984，1985；早坂，1985a）を示してきた。このように三郡変成岩類が三郡変成作用という概念で一括できるものであるかどうか問われている現状では、ペルム系までの古生界起源の高圧変成岩類分布域を三郡帯とよぶとする原ら（1985a）の定義にもかかわらず、この地帯を呼ぶ名称として“三郡”の語を用いるよりは、むしろ、ほんやりと中国帯と呼ぶほうがよさそうに思える。

中国帯の地質構造発達史をプレートテクトニクスの枠組みで描く試みは勘米良（1980）に始まる。中国帯の古生代からジュラ紀までの地質体に関する勘米良の造構モデルはプレート収斂境界における付加体の形成過程として近似されたものであり大変示唆に富むものであったが、中国帯の実際の地質体の配列や予想される構造断面とは多くの点で矛盾していることも指摘された（原ら，1980）。その後、相次ぐ放射虫化石の発見によってテクトニクスにとって最も貴

重なる情報である地層の年代、特に砕屑岩の年代が広域にわたって確認されてきた。このことは、一方で付加体モデルの精密化 (Kanmera and Nishi, 1983) をもたらし、他方パイルナップ構造を形成する付加体としての中国帯の特異性を明らかにした (Hara, 1982)。また、隣接する丹波帯においても同様のパイルナップ構造の存在することが確認され (石賀, 1983)、さらに舞鶴帯と丹波帯の間に超丹波帯と呼ばれる構成単位が新たに識別された (Caridroit, *et al.* 1985; Ishiga, 1985)。原ら (1985a) は、西南日本内帯についてのこの間の研究を総括し、現状で可能な1つの地帯構造モデルを提示している。また早坂 (1985) は、特に中国帯の帯状配列、変成岩類の原岩年代・変成作用の時期について再検討を行い、現在の地質体の積み重なりには規則性をみいだそうとした。これらの研究は現象の記述に力点を置いたものであるが、中国帯において大規模付加体の形成が段階的に起こり、それと関連して高压変成岩の上昇やパイルナップ構造の形成が生じたものであるらしいことを明らかにした。他方 Maruyama and Seno (1985) は、いくつかの仮定をまじえながらも、ヘルム紀以降の北部太平洋地域のプレート運動の復元にに基づき、収斂境界の動的な性質の変遷のうちに中国帯の形成過程を説明しようとした。

本論においてはまず中国帯をいくつかの基本的構成単位と思われるものに区分し、それらの構成岩類の地質学的な諸特性、特に岩層の年代や付加物質の初生的形成場について検討・整理する。次に、それらの造る地質構造の特徴について述べ、最後にその形成過程について考察する。

謝辞：本研究において室内、野外を問わず終始懇切なる御指導と御助言を賜り、粗稿を子細に校閲して下さい下さった広島大学理学部地質学鉱物学教室の原 郁夫教授に心から御礼申し上げます。広島大学理学部地質学鉱物学教室の長谷 晃教授、柿谷 悟教授、添田 品教授には種々の御教示、御助言を賜った。前熊本大学理学部教授の加藤磐雄先生には長きにわたり御指導と激励を賜った。山口大学教養部の西村祐二郎教授、広島大学理学部地質学鉱物学教室の鈴木盛久博士、嶋本利彦博士、前広島大学理学部教授の吉田博直先生、には有益なる御助言、御討論を頂いた。化石の鑑定に当たっては山口大学理学部地質学鉱物学科学教室の磯崎行雄氏、大阪市立大学理学部地質学教室の八尾 昭博士、松田哲夫博士にお世話になった。広島大学理学部の南朝生技官には種々の分析、資料の処理に際して御尽力頂いた。高橋秀夫技官、曲井明登技官には多数の薄片を作製して頂いた。以上の方々々に心から感謝の意を表する。

## II. 中国帯構成単位の識別とその特徴

この章の目的は中国帯を構成する基本的な構成単位の識別し、それらの岩相・年代・分布等についての検討結果を記述・整理することにある。

### A. 構成単位の識別と分布

比較的長期にわたって形成された多様な構成を持つ地帯のたどった歴史を編む過程においては、個々の地域の地質の記載学的な成果を総合して、それらを多角的な視点から互いに類似したもの、異なるものに整理・分類し、基本的な構成単位の識別する作業が必要とされる。その

際には主に地層の年令・岩相・化石相・変成相・あるいは顕著な不連続面などが分類の基準として採用される。しかしながらこれらの基準はそれぞれが異なった地質学的事象にもとづくものであることから、多くの場合基準のとり方によって区分の仕方が異なってくる。例えば地層の年令と化石相や変成相との斜交関係はよく知られているところである。おそらくすべての基準に照らして矛盾なく他から分離される地質单元などというものは極めて希にしか得られないであろう。そこで一般的にはいくつかの基準にしたがって識別された個々の地質单元が、多くの地域において相互に一定の関係を取り結んでいることが明らかにされたとき、そのような区分は有用であると見なされ、それらの地質单元は基本的な構成单元としての地位を得ることになるであろう。そのようにして得られた構成单元の枠組みは常に成立するような絶対的なものでは有りえず、地帯全体が経験してきた地質学的事象の全ての議論にとって有用なものでは有りえない。場合によっては1つの分類において採用しなかった基準にもとづく別の区分が重要な意味をもってくることもあるかもしれない。基準となるような地質学的事象についての資料が十分に揃っていない場合には特にその点が考慮されていなければならないであろう。ここでは以上のことを念頭に置きながら、中国帯の形成史を論ずるうえで有用と思われるいくつかの地質学的区分について述べ、その中で後節において議論されねばならない問題点について整理する。

## 1. 研究史

中国帯を構成する地質体の区分は、最初に小林貞一により地向斜造山論の考えに従って、地向斜相の上部古生界とモラッセ相の下部中生界に2大区分するということがおこなわれた(Kobayashi, 1941)。これは年代と層相を基準にした区分である。この中で上部古生界はさらに秋吉相・準秋吉相・山口相・準山口相に細分された。これは石灰岩と碎屑岩の量比に着目した層相区分である。また、小林は福岡市東方の三郡山地に分布する結晶片岩について初めて“三郡変成岩類”という名称を使用し、同様の変成岩が中国地方一帯から白馬岳地域にかけて分布しているとした。そして、“三郡変成岩類”は山口相の変成した部分であると考えた。しかしながら当時は地層の年代について不明な点が多く、特に緑色岩の卓越する地質体について未調査な地域も多かった。また、“三郡変成岩類”についてのまとまった研究は当時ほとんどなされていなかった。これらの区分は今日からみると不十分なものであったといえる。

今日基本的な構成单元として示されるものは、主としてその後の研究によって与えられた新しい基準を背景としたものである。まず変成岩類と非変成層という分類とそれらの分布の全体像は松本(1951)を受けてKojima(1953)によって示された。その後各地で“三郡変成岩類”の研究がなされ(Hashimoto, 1968; Nishimura, 1971など)変成作用の性質や分布の詳細が明らかになった。また、それまで非変成層とされていた地層も弱い変成作用を被っていることがわかり、しばしば低度変成岩類あるいは弱変成層と呼ばれるようになった(関, 1964; 橋本, 1964; 西村・濑木, 1966; Hashimoto, 1968; Nishimura, 1971)。こうして変成岩類と弱変成層との地質学的関係が具体的に議論できるようになった。そして多くの人達によって“三郡変成岩類”は弱変成層の下位層準を占め、層序的にも変成作用のうえからも連続的であると考えられた(Hashimoto, 1968; Kimura and Tokuyama, 1971; Nishimura, 1971; 西村ら, 1977)。この考えからは変成岩類と弱変成層とは変成度という基準のみによって便宜的に区分されるにす



ぎない。一方瀧木 (1969) は、両者は全て何らかの構造的連続関係にあるとし、それらを地質学的に総合的に判断して厳密に区分しようとした。

弱変成古生界については最初に広島県下で長谷 (1964) によってその層相から南帯の古生層・中帯の古生層・北帯の古生層が識別可能であることが示された。この区分は小林による秋吉相・山口相といった区分よりも基本的なものと見なされたのでその後の研究 (瀧木 1969; 長谷ら, 1975; 西村ら, 1977 など) を通じて中国地方全域へと拡大使用されるようになった。さらに、従来レンズ状石灰岩に含まれるサングやフズリナ化石によって主としてベルム系よりなるものと考えられていた玖珂層群や鹿足層群などから中～後期トリアス紀を示すモノチス化石 (Hase, 1961) やコノドント化石 (豊原, 1974, 1976, 1977; 村上, 1976; 田中, 1980) の産出が報告された。これによって長谷 (1964) の“南帯の古生層”にはトリアス系が多く含まれることがわかると同時に、より北側の地域にあって北帯の古生層とされていた鹿足層群が“南帯”と同じものであることがわかり、この頃から“南帯”という言葉はあまり使用されなくなった。かわりに、これらはベルムトリアス系と呼ばれるようになった。またそれまでの、トリアス系はモラッセ相からなるとする解釈は修正されねばならなくなった。この点において層相と年代を同時に満足する区分はないといえる。こうして長谷・西村 (1979) は1970年代までの成果を総括して1つの可能な分帯図を公表した。その後1980年代になって、長谷・西村によってベルムトリアス系とされた地質体とその類似の地層群から、ジュラ紀放射虫化石が多数発見されると同時に、それらの分布の輪郭がしだいに明らかになってきた (早坂・原, 1982; 早坂ら, 1983; 高田・磯崎, 1985)。今日これらは便宜的にベルムトリアス系と呼ばれ、また、同様の地層が中国帯の東側にある丹波帯に広く丹波層群としてまとまった分布を示しているため丹波層群相当層とも呼ばれるようになった (原ら, 1980; 早坂, 1985)。

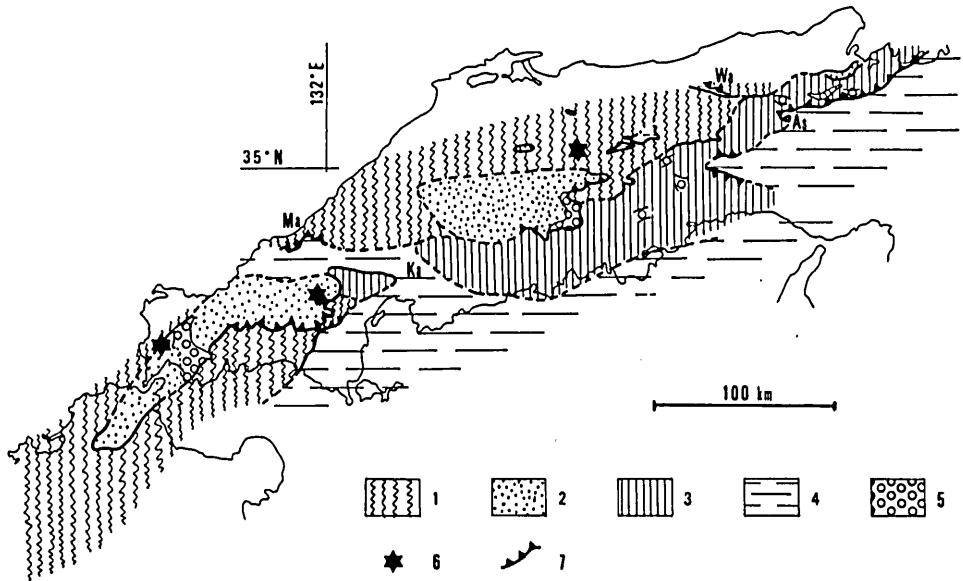


Fig. 1. Schematic diagram showing the distribution of the pre-Cretaceous tectono-stratigraphic units and major thrust faults in the Chugoku belt.

1: glaucophanitic metamorphic rocks ("Sangun metamorphic rocks"), 2 and 3: non-metamorphic permian accretionary complex (2: Northern zone, 3: Middle zone and Maizuru zone), 4: Jurassic accretionary complex (Tamba group and its western equivalents), 5 and 6: Lower Mesozoic formation of shallow or blackish water facies (5: Triassic formations, 6: Jurassic formations), 7: major thrust faults. Ma: Masuda, Ka: Kabe, Wa: Wakasa, As: Asako-cho.

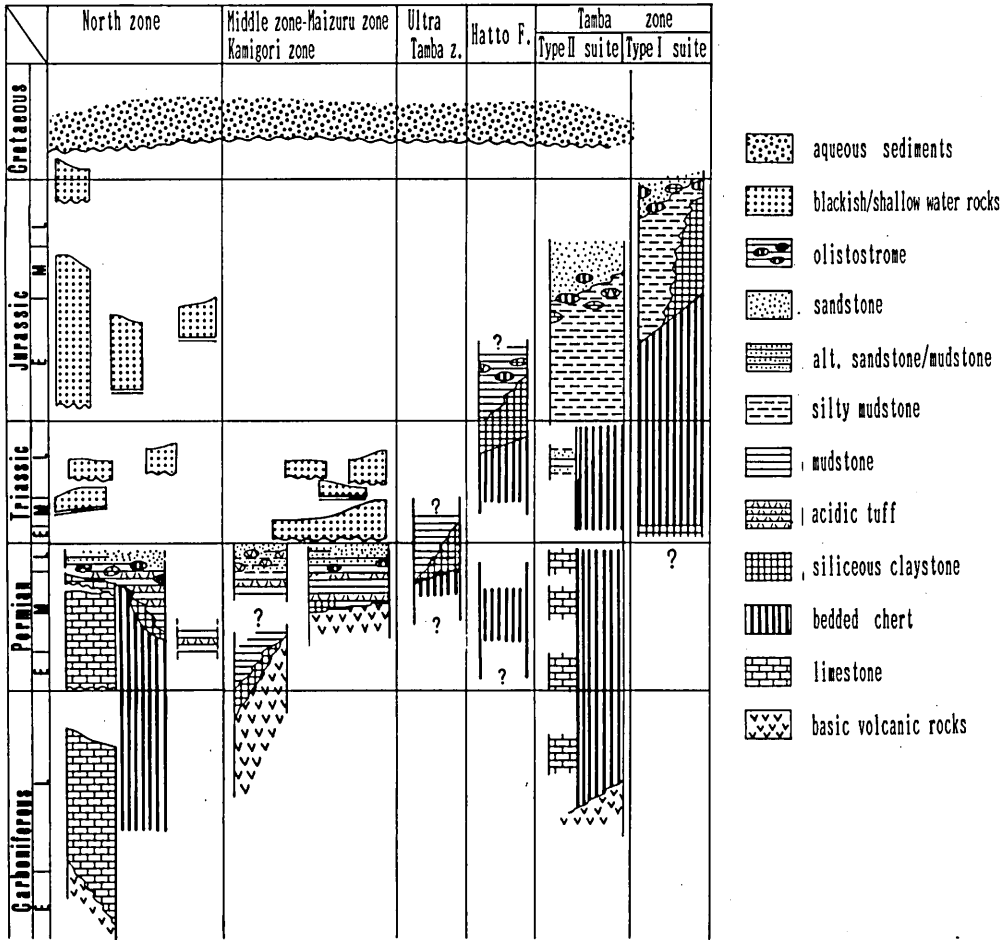


Fig. 2. Generalized stratigraphic columns of the Chugoku and the Tamba belt.

Data from Hase(1951), Nakazawa(1958), Kawano *et al.* (1977), Permian-Triassic boundary working group(1975), Hase and Nishimura(1979), Tanaka(1980), Hayasaka *et al.* (1983), Sano *et al.* (1983), Isozaki(1983), Ishiga(1983,1984,1985), Ishiga and Suzuki(1984), Nishimura *et al.*(1985), Oho(1985), Goto and Hori(1985), Wakita(1985), Caridroit *et al.* (1985), Ichikawa *et al.* (1985) and this work.

## 2. 地帯区分と問題点

Fig. 1 は、長谷・西村 (1979) の Fig. 1 をもとに、中国帯を構成する地質単元の可能な分布範囲を再構成したものである (早坂, 1985)。この図では中国帯は大きく変成岩類・弱変成古生層・丹波層群相当層・浅海—汽水相トリアス—ジュラ系に区分され、また弱変成古生層は中帯の古生層と北帯の古生層にわけられている。化石の産出によって知られる地層の年代は岩相ごとに再構成され各単元に分けて Fig. 2 に示した。つぎにこれら構成単元の内部特性についてごく簡単に記述し、このような区分の現時点での問題点について整理する。

### (a) 変成岩類

ここで変成岩類と呼び、三郡変成岩類の名称を用いないのは三郡変成岩類というものの定義が未だ曖昧なままであるからである。三郡変成岩類の定義を明確にしようとする試みは最初に瀧木 (1969) によってなされ、さらに西村ら (1977) によって補強された。彼等に従い三郡変成岩類の定義について述べるとすれば、中国帯にあって、藍閃変成作用による鉱物組合せを示し、片理面や線構造が広域的規則性のもとに発達している結晶片岩のことでありということになろう。要は三郡変成作用によって形成された変成岩ということであるが、三郡変成作用というものの内容はあまり明確になっていない。Fig. 2 では西村ら (1977) に従い、明らかに藍閃変成作用によって形成されたと考えられる鉱物相の存在が報告されているもの、およびそれとの連続性が確からしいと思われる地層群についてのみ変成岩類として扱った。後で述べるように中国帯に出現する変成岩類の放射年代は多様な値を示しており、それらをいくつかの年代群にわけることが可能である (Fig. 6)。また、これらは原岩の岩相組合せや線構造の卓越方位について多様なものを含んでおり、全体が1つの変成作用によって形成されたものではない可能性がある。これら全てを一括して三郡変成岩類と呼んでもよいが、テクトニクスを編むうえでの有用性を考慮し、可能な限りいくつかのグループに分類することが望ましいであろう。この点については次節において議論される。以下の議論においては文献から引用する場合に“三郡変成岩類”のように引用符をつけて記述する以外は単に変成岩類と呼ぶことにする。

### (b) 弱変成古生層

中国帯の弱変成古生層は長谷 (1964) によって北帯の古生層と中帯の古生層にわけられたが、その後の研究によってそれぞれの分布と岩相や年代についての認識は少しずつ変わってきた (瀧木, 1969; 長谷ら, 1975; 西村ら, 1977; 長谷・西村, 1979参照)。

北帯の古生層は岩相構成から3つのタイプに分けることが可能である。すなわち、

I: 主として基底部に緑色岩をともなう石灰岩からなり、チャート・碎屑岩をともなう地層群。これには北部九州の平尾台・山口県西部の秋吉石・広島県東部の帝釈台・岡山県西部の阿哲台などの石灰岩台地地域の地層群が含まれる。

II: 主としてチャートと碎屑岩からなりレンズ状石灰岩・酸性凝灰岩をともなう地層群。これには山口県中央部の太田層・飯ヶ岳層 (藤井, 1972)、広島・岡山県境地域の芳井層群 (吉村, 1961) などが含まれる。

III: 主として碎屑岩と酸性凝灰岩からなり少量のレンズ状石灰岩・チャートをともなう地層群。これには山口県東部の錦層群 (西村・瀧木, 1969)・広島県北部の三次—作木地域の古生層・舞鶴帯北縁部の下見谷層 (鈴木, 1982) などが含まれる。

Iのタイプの地層群とIIのタイプの地層群は近接随伴して上記のように4つの地域に分布す

るのに対して、IIIのタイプの地層群は両地層群からは外れてそれら分布域の間に位置しているように見える。いずれのタイプの地層群も互いに構成岩種の量比が異なるだけでそれらの年代はほぼ類似している。地層の年代は緑色岩が前期石炭紀、石灰岩が前期石炭紀～中期ペルム紀（長谷・西村，1979参照）、チャートが後期石炭紀～中期ペルム紀（佐野ら，1983；磯崎，1983；於保，1985）、碎屑岩と酸性凝灰岩が中期ペルム紀～後期ペルム紀の最前期（佐野ら，1983；磯崎，1983；西村・磯崎，1984；西村ら，1985；中・石賀，1985；於保，1985）と岩種ごとに固有の年代を示す（Fig. 2参照）。ただし、チャートの年代の下限と碎屑岩の年代の上限については不明の点が多い。北帯の古生層は浅海—汽水相の上部トリアス系に不整合で覆われる（長谷，1951；寺岡，1959）。北帯の古生層はオリストストロームとしての特徴を示し（三宅，1985）、プレート収斂境界で形成された付加体として良く説明できる（勘米良，1980；Kanmera and Nishi，1983）。

中帯の古生層は舞鶴帯の舞鶴層群に対比可能である（長谷ら，1975）。また、上郡帯の龍野層群は舞鶴層群に対比できる（長谷ら，1981）。これらは主として碎屑岩と緑色岩からなり、夜久野岩類を多量に含む。また少量の酸性凝灰岩をとまなう。チャートや石灰岩をほとんど含まない点は北帯の古生層と対照的である。しかしながら、中国帯の中帯・舞鶴帯・上郡帯はそれぞれ少しづつ異なった特徴を有している。すなわち舞鶴帯では北帯・中帯・南帯の帯状配列が顕著である（加納ら，1959）が、上郡帯と中帯では帯状構造が認められない。上郡帯の分布方位は舞鶴帯・中帯のそれと明瞭に斜交している。舞鶴帯の夜久野岩類はオフィオライト層序を比較的良く保存しているが中帯・上郡帯のものはdismembered ophioliteとして存在している（西村ら，1981）。舞鶴層群・中帯の古生層からは主として後期ペルム紀の化石の産出が報告されており（Ishiga，1984；脇田，1985）碎屑岩の年代は北帯の古生層のものより全体としていくらか若い。一方、上郡帯は石炭紀の緑色岩や前期ペルム紀の泥岩をとまなうなど、他の地帯より古いものが主体をなす（猪木・後藤，1981；後藤・堀，1985）。

これら地層群は浅海—汽水相の下部トリアス系夜久野層群に不整合に覆われる（Nakazawa，1958）。年代の下限については正確にはつかめていない。これら地層群は後期ペルム紀に形成されたオリストストロームと考えられるが、異地性岩塊としてはチャートや石灰岩をあまり含まず大部分夜久野岩類からなっている（西村ら，1981；早坂・原，1983a）。夜久野岩類の産状と岩石学的性質については兵庫県朝来町地域を例に後で詳しく述べる。これらの地帯には低度～高度の様々な変成岩類がとまなわれるがFig. 1に示した範囲にはこれまでのところ藍閃変成作用によると考えられる鉱物相は知られていない。

### (c) 丹波層群相当層

丹波層群相当層は後期石炭紀からジュラ紀最後期までの幅広い年代のものが混在する点で中国帯の他の構成単元と区別できる。岩相は礫質泥岩と層状チャートを主とし、砂岩・珪質泥岩・石灰岩・緑色岩をとまなうものである。これらは石灰岩が後期石炭紀～中期ペルム紀（河野ら，1977；田中，1980）、チャートが前期ペルム紀～最前期ジュラ紀（Toyohara，1977，田中，1980および本研究）、碎屑岩が後期トリアス紀～最後期ジュラ紀（Hase，1961；早坂ら，1983；高田・磯崎，1985および本研究）と岩種ごとに固有の年代を示す（Fig. 2）。丹波層群相当層のうち下部白亜系の硯石層群に不整合に覆われるとされているのは島根県西部の鹿足層群だけである（通商産業省，1973）。

丹波層群相当層は丹波層群同様オリストストロームとしての特徴を示し(原ら, 1979; 田中, 1980), その全体が付加体として説明できる。その形成時期は主としてジュラ紀中~後期と考

Table 1. Fossils in the Chugoku and Tamba belts.

Location	Kake district				Tsuwano district								Wakasa district					Mochigase district						Asako	
Explanatory Figure	3 1				3 1								8					9						13	16
Locality	1	2			3			4	5					1		2			3	4	5	6	1	2	
Sample	K1	K2	K3	K4	T1	T2	T3	T4	T5	T6	T7	T8	W1	W2	W3	W4	W5	M1	M2	M3	M4	M5	A1	A2	
Occurrence	Bm	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch	Ch	Bm	Ch	Bm	Ch	Ch	Ch	Ch	Bm	Ch	Sm	Bm	ch	Bm	Ls	Ch	
Radiolites	<i>Katroma</i> spp.																●								
	<i>Eucyrtidiellum</i> sp.																	●							
	<i>E.</i> (?) sp.																							●	
	<i>Syringocapsa</i> sp.													●	●										
	<i>Dictyomitrella</i> (?) sp.										●							●							
	<i>Pantanelium</i> sp.										●														
	<i>Trillus</i> sp.										●														
	<i>Spongocapsula</i> (?) sp.										●														
	<i>Hsuum</i> (?) sp.										●	●											●		
	<i>Parahsuum simplicium</i>																	●							
	<i>Ph.</i> cf. <i>simplicium</i>																	●							
	<i>Ph.</i> sp.	●																●	●						
	<i>Canoptum</i> sp.										●	●	●												
	<i>C.</i> (?) sp.																					●			
	<i>Follicucullus scholasticus</i>										●														
	<i>Pseudoalbaillella</i> aff. <i>longicornis</i>										●														
	<i>Ps.</i> cf. <i>fusiformis</i> (?)										●														
	<i>Ps.</i> cf. <i>scalprata</i>										●														
<i>Ps. sakawarensis</i>					●	●																			
<i>Ps.</i> (?) sp.																						●			
Cnidaria	<i>Epigondolella bidentata</i>																							●	
	<i>E. abneptis</i>																					●			
	<i>Neospathodus timorensis</i>										●														
	<i>N.</i> cf. <i>timorensis</i>																								
	<i>N. homeri</i>										●														
	<i>N.</i> cf. <i>homeri</i>			●	●																				
	<i>Gondolella</i> sp.																							●	
<i>Idiogonothodus</i> sp.																							●		
A g e	EJ	IET	IET	mEP	mMP	eLP	IET	IEJ	EJ	IET	eEJ	EJ	J?	mLT	LT	EJ	P	J?	LC	ILT	eEP	LN			

Bm: black silty mudstone    l: late    L: Late    C: Carboniferous    Sp: Spathian  
 Sm: siliceous mudstone    m: middle    M: Middle    P: Permian    N: Norian  
 Ch: bedded chert    e: early    E: Early    T: Triassic  
 Ls: limestone    J: Jurassic

えられる。Table 1 に丹波層群相当層から得られたコノドント・放散虫化石のうちこれまで詳細が未報告であるものについてまとめて示す。

Fig. 1 で広島市北部の太田川・三篠川沿いの地域および鳥取県若桜一智頭地域における丹波層群相当層の分布についてはこれまでの分布図(長谷・西村, 1979)とは異なっている。広島市北部の太田川沿いの地域の地質柱状図をFig. 3 に示す。この地域の先白亜紀地層群は、緑色岩を比較的多く含むことから長谷(1964)以来中帯の古生層に属するものとされてきた。しかしながらこの図に見られる岩相上の特徴は、かつて添田(1954)が三篠川沿いの地域のものについて指摘したように、山口県東部地域の丹波層群相当層玖珂層群のそれに類似している。

最近、舞鶴帯南縁に沿う地帯においてこれまで丹波層群に含まれていた地層に丹波層群とは異なるものの存在していることが明らかとなり、これらの地層群の分布域について超丹波帯

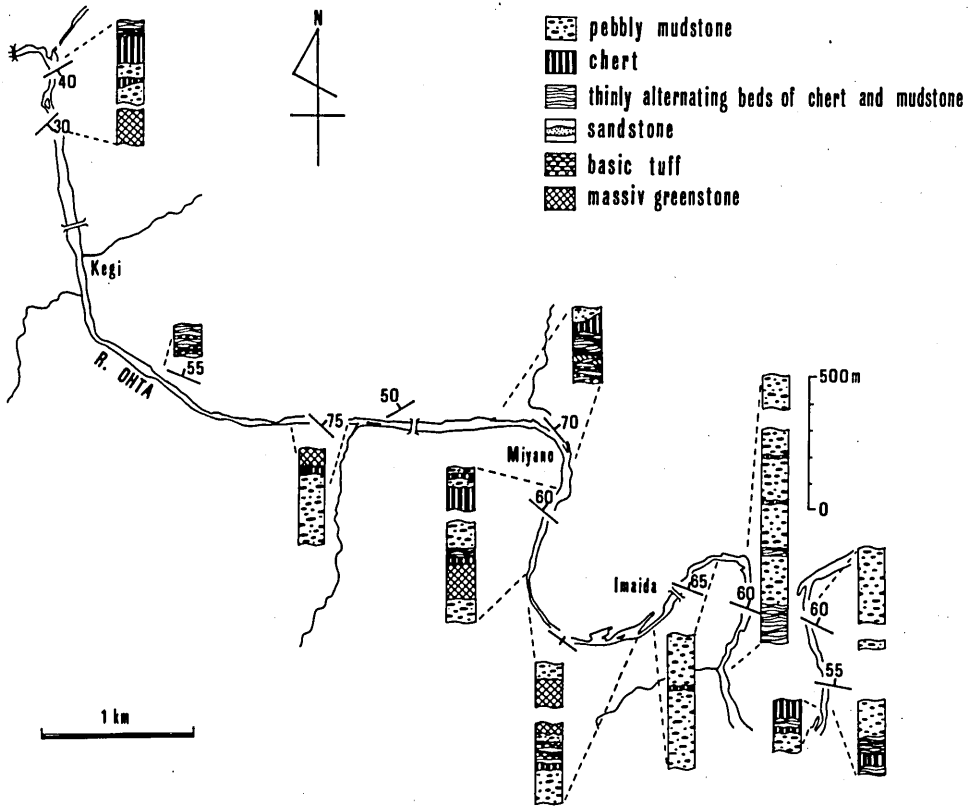


Fig. 3. Stratigraphic columnar sections of the pre-Cretaceous rocks, along the River Ohta at the western part of the Kabe district (See Fig. 1).

なる単元の存在が提唱された (Ishiga, 1985; Caridroit *et al.*, 1985)。

鳥取県若桜—智頭地域はこれまで三郡変成岩類のまとまって分布する最も東の地域として知られてきた (山田, 1972; 上村ら, 1979)。この地域で三郡変成岩類とされている八東層・智頭層は全体として丹波層群に類似した岩相上の特徴を示すが、最近八東層から角谷層 (早坂・原, 1981, 1982) と同様にトリアス紀コノドント化石およびジュラ紀放散虫化石を得ることができた。これらの地域の地質と地帯区分上の位置づけについては後に議論される。

(d) 浅海—汽水相トリアス—ジュラ系

浅海—汽水相トリアス—ジュラ系は、シルト質泥岩・砂岩・礫岩からなり、いくつかの地域に分かれて孤立した分布を示している。これらは年代の異なる異地性岩塊をほとんど含まない。しかし、山口県東部地域の中・上部トリアス系厚保層群には時代未詳の石灰岩岩塊 (随光石灰岩) が含まれる (Tokuyama, 1962)。厚保層群の位置づけについては不明の点が多い。これらは二枚貝・アンモナイト・植物化石を多産するものの放散虫化石の産出は極端に少なく、現在一例が報告されているにすぎない (佐藤・村田, 1984)。既に述べたようにトリアス系の多くは弱変成古生層を不整合に覆うことが知られている。また一部では三郡変成岩類を不整合

に覆うとされている(長谷, 1951)。中・下部トリアス系と上部トリアス系との間にも不整合が想定されている(Nakazawa, 1958; 長谷・岩田, 1971)。

トリアス系とジュラ系とは分布地が異なっており、全般にジュラ系がトリアス系よりも北側に分布している(Fig. 1)。また北帯の古生層は上部トリアス系に不整合で覆われるのに対して、中帯の古生層は下部トリアス系に不整合で覆われるという違いも指摘できる。これら地層群は各地で下部白亜系の関門層群・硯石層群に不整合で覆われることが知られている。

## B. 中国帯の2つのユニットと変成岩類の多様性

Fig. 1で高压型変成岩類としたものは、原岩相や推定される年代にかかわらず単に藍閃変成作用を受けているという理由から優先的に区別されたものである。一方、その他の単元は主として層相と年代の両面から判断して区分されたものである。付加体における地質体の層相と年代はそれらの集積過程を理解する上でもっとも基本的な情報であろう。そこで中国帯における付加体の形成過程を論ずる場合には可能なら変成岩類についても原岩の層相と推定される原岩年代の両面から再区分し、他の単元と併せて再編されることが望ましい。中国帯の変成岩類もこの点から検討し直せば、かなり多様なものから成っていることが明らかにされる可能性がある。しかし、変成岩類の原岩年代に関する確かな情報はこれまで極めて少なかった。ここでは以上の点に関する検討結果を示し、その資料を基に試みに中国帯に分布する変成岩類を様々な情報から細分し、そのような細分に何らかの意味が認められるかどうかを検討してみる。

### 1. 中国帯の2つのユニット

まずFig. 1において注目されるのは、広島市北部地域から吉和地域を経て島根県西部の日原一津和野地域にかけて丹波層群相当層が中国帯を斜めに横断するように分布していることである。早坂・原(1983b)は、この地帯を境に中国帯を北東ユニットと南西ユニットに二分し、両ユニットの内部特性に多くの相違点を見出した。原ら(1985a)は両者の間に仮定される境界線を広島一津和野線と呼んでいる。その相違点については早坂(1985a)に簡単にまとめられている。変成岩類に関しては次の点が指摘された。

1) 柱状変成鉱物の並びによって示される鉱物線構造は北東ユニットで東西方向が卓越するのに対して南西ユニットでは南北方向が卓越する(Fig. 4)。

2) 北東ユニットの変成岩類の原岩には多量の層状チャートが含まれるのに対して南西ユニットの変成岩類には層状チャートはほとんど含まれない(Fig. 5)。

3) 変成岩類の放射年代のヒストグラムは両ユニットで明瞭に異なっている(Fig. 6)。

4) ローソン石は北東ユニットの各地から報告されているが、南西ユニットからは一例が知られている過ぎない(早坂, 1985a 参照)。

第一の点は両ユニット間で変成作用の一時期に応力分布が異なっていたことを示している。また第四の点は両ユニットにおいて変成作用時の物理・化学的条件が異なっていたことを示している。一方、第二の点と第三の点は両ユニット間で原岩の起源・原岩の年代・変成作用の時期が異なっている可能性を示唆している。

両ユニットにおける違いとしては、このほかに、中帯の古生層とそれにとまわれる夜久野

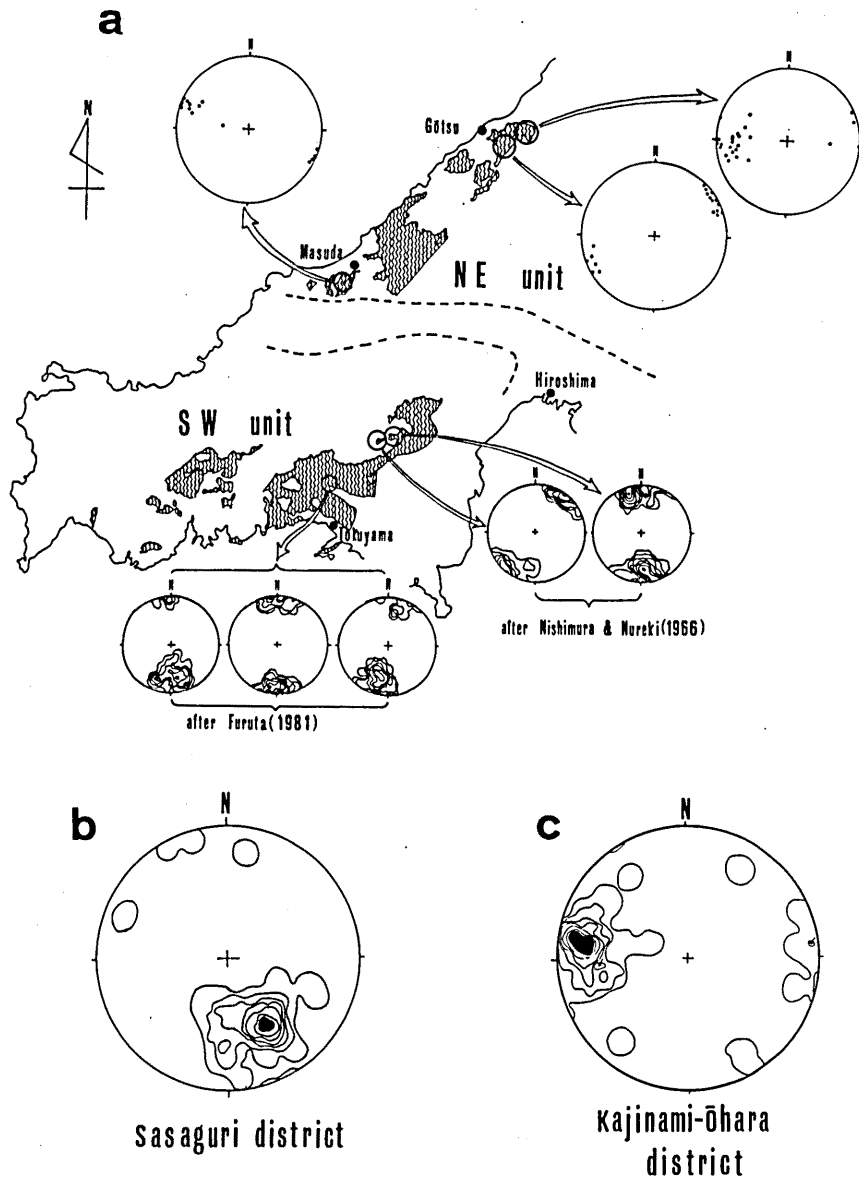


Fig. 4. Diagrams for metamorphic mineral lineations of "Sangun metamorphic rocks", showing the difference in their orientation direction between the NE unit and the SW unit of the Chugoku belt. a: data of western Chugoku, b: data of Sasaguri district, Northern Kyushu, c: data of Kajinami-Ohara district, Okayama prefecture (See Fig. 7).



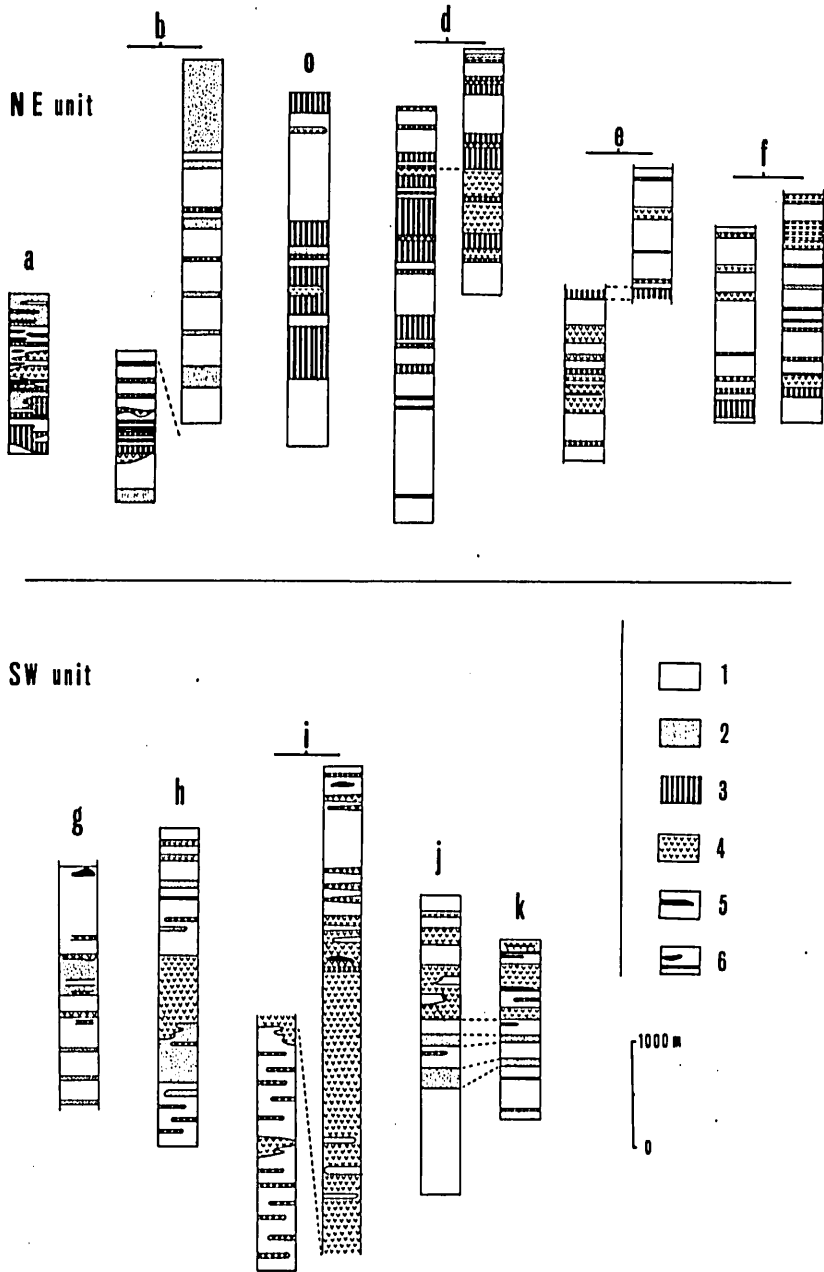


Fig. 5. Stratigraphic columnar sections of high-P/T type metamorphic rocks in the Chugoku belt ("Sangun metamorphic rocks"), showing the difference in their original rock assemblages between the NE unit and the SW unit.

1: mudstone dominant facies, 2: sandstone dominant facies, 3: basic volcanics

dominant facies, 4: chert, 5: limestone, 6: ultramafic rocks.

a: data of Masuda district after Nishimura and Okamoto(1976), b: data of Misumi-Tumo district after Okamura *et al.* (1975), c: data of Kanagi-cho district after Okamura and Okaya(1975), d: data of Tottori-Ohara district after Uemura *et al.* (1979), e: data of Asahi-cho district after Hashimoto(1984), f: data of Kuze and Kume-cho district after Ministry of International Trade and Industry(1980), g: data of Asakura district after Inoue(1957), h: data of Yame - Yamaga district after Inoue(1959), i: data of Sasaguri district after Urata(1961), j: data of Tokuyama district after Nishimura(1974), k: data of Nishiki-cho district after Nishimura(1971).

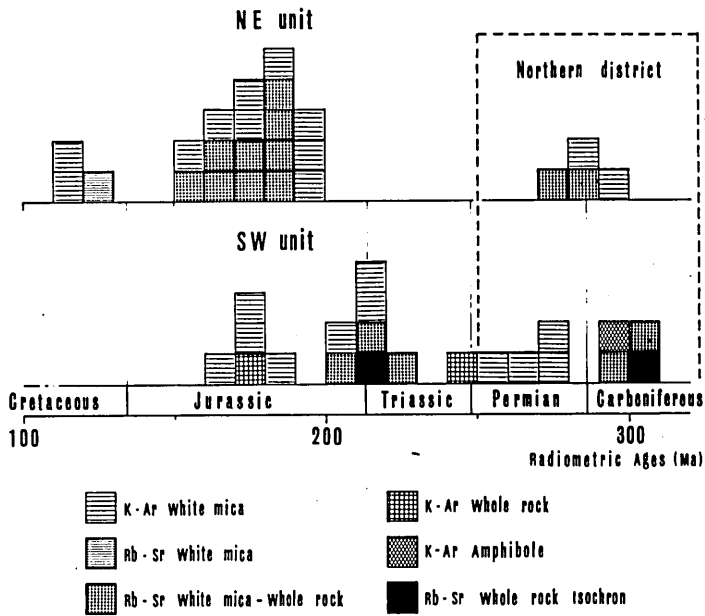


Fig. 6. Histogram for radiometric ages of high-P/T type metamorphic rocks ("Sangun metamorphic rocks") of the Chugoku belt, showing the difference in the age cluster distribution between the NE unit and the SW unit. (Data from Ueda and Onuki(1969), Shibata and Igi(1969), Shibata *et al.* (1972), Nishimura *et al.* (1983), and Shibata and Nishimura(1983, 1984, 1985)) .

岩類の大半が北東ユニットに分布し、南西ユニットにはわずかなものがその東端部に見られるに過ぎないという点もあげられる。中国帯の2つのユニットの境界地帯の性質や正確な位置についてはよくわかっていない。しかし、この地帯には丹波層群相当層の鹿足層群が分布する匹見川沿いで境界部の方向に沿って断続的に超苦鉄質岩類が分布し、しばしば結晶片岩のオリストリスが含まれ(通産省, 1971, 1972), さらに花こう岩質な礫を豊富に含む角礫岩が産する(川上・尾崎, 1980)など丹波層群相当層としては特異な現象が報告されている。これらの意味は今後の検討課題である。

ところで、北帯の古生層が両ユニットに共通に分布し、その内部特性について地域による有意な差異がみいだせないという点は重要である。早坂(1985a, b)はこの点を重視し、中国帯の両ユニットへの分化は北帯の古生層が付加し終わった後期ペルム紀以降に始まったのではないかと考えた。もしそうであるなら両ユニット間で著しい差異のみれる変成岩類には北帯の古生層より若い時代を示すものが含まれている可能性がある。中国帯に分布しているトリアス系には浅海—汽水相のもと丹波層群相当層に含まれる層状チャートの2種類がある(Fig. 2)。この層状チャートは、後で述べるように遠洋的な場に堆積したものと考えられる。両者の堆積環境にはギャップがあり、その中間的な環境で形成された地層が中国帯のどこかに存在しているかもしれない。しかし、そのような性質を示すトリアス系はこれまで発見されていない。それは変成岩類の中に存在しているからかもしれない。変成岩類の原岩の岩相について詳しく見ると、北東ユニットの原岩の組合せは碎屑岩・塩基性岩類の他に層状チャートを多量に含む地層群とチャートをほとんど含まない地層群とに分けられ、その分布には一定の規則性が認められる。すなわち、丹波層群相当層と接する変成岩類は常に層状チャートを多量に含む地層群からなり、それは岩相上丹波層群のⅡ型地層群(石賀, 1983)に類似している。一方、古生界と接する変成岩類には層状チャートはあまり含まれていない。このことからすると層状チャートを多量に含む変成岩類の原岩年代は従来いわれてきたよりもかなり若いのではないかという疑いが生じる。そこで、このような変成岩類の中で比較的変成度の低いとされている鳥取県用瀬地域の八東層(上村ら, 1979)を選んでその年代の微化石による検討を行った。その結果、トリアス紀のコノドント化石とジュラ紀型の放散虫化石が発見されたので、つぎにその概要を報告する。

## 2. 用瀬地域の地質

### (a) 地質の概要と産出化石

鳥取一大原地域は、これまで“三郡変成岩類”のまとまって分布する最も東の地域として知られてきた(岡村, 1960; 宮川, 1961; 山田, 1972; 上村ら, 1979)。用瀬地域は、この中の北西部に位置し、ここには“三郡変成岩類”の八東層が分布している(Fig. 7)。八東層の北側には東西方向の高角断層で接して角谷層が分布している(上村ら, 1979)。角谷層は丹波層群相当層に属する(早坂・原, 1981, 1982)。Table 1に若狭地域の角谷層から得られた化石を示す。その産地をFig. 8に示す。角谷層の年代は、チャートに前期ジュラ紀のものが含まれることから、丹波層群のⅠ型地層群(石賀, 1983)に近いものと思われる。しかし、現在まで中期ジュラ紀以降の化石は発見されていない。

Fig. 9に用瀬町鷹狩東方の地質図を示す。この地域の八東層は層状チャート・珪質粘土岩・

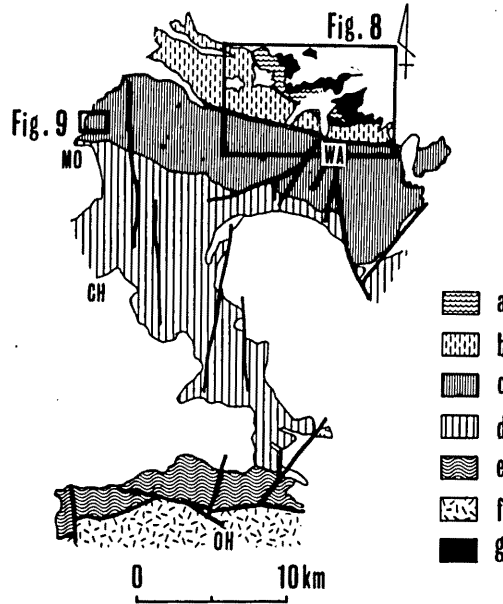


Fig. 7. Geological sketch map of Pre-Cretaceous rocks of the Tottori-Ohara district, Eastern Chugoku province [(See Fig. 11) (partly modified from Uemura *et al.* (1979)).  
 a: Shitani formation, b: Tsunotani formation, c: Hatto formation, d: Chizu formation, e: Ohara formation, f: Yakuno rocks, g: ultramafic rocks; WA: Wakasa, MO: Mochigase, CH: Chizu, OH: Ohara.

黒色シルト質泥岩・礫質泥岩・緑色岩からなり、北北東へ $10^{\circ}$ ~ $40^{\circ}$ で傾斜する単斜構造を示す。全体として北側の上位のもの程再結晶が進行し、片理が発達している。この地域の層状チャートには厚さ2~6cmの灰色チャート層と厚さ1~5mmの黒灰色泥質薄層の有律互層からなるもの、および白色~淡赤褐色のチャートが全体として2~10cmの縞状を呈するが泥質の挟みあまり明瞭でないものの2種類が識別される。前者は南端部に厚さ数10mのレンズ状岩塊として分布しており上位は珪質粘土岩に漸移的に移り変わる。後者はこの地域のチャートの大半を占めており、馬橋においては緑色岩の上位に赤色粘土岩を介して整合的に重なっているのが観察される。Table 1 にこの地域から得られた化石を示す(山口大学磯崎行雄氏の鑑定ご教示による)。これまでに灰色チャートから後期トリアス紀カーニアンを示すコノドント化石が、またこれに整合的に重なる灰色の珪質粘土岩と礫質泥岩中の黒色シルト質泥岩から前期ジュラ紀を示すと考えられる放散虫化石が得られている。化石の示す年代と岩相の構成からすれば、八東層は丹波層群のII型地層群に近縁である。これまでに中期ジュラ紀以降を示す化石は得られていない。若桜地域の八東層からは170Ma前後のジュラ紀中期を示す放射年代が得られているので(柴田・西村, 1983) この年代を変成作用の終結の時期を示すと考えれば、八東層の付加体としての形成は丹波層群のII型地層群よりも古く、前期~中期ジュラ紀頃と考えられる。緑色岩に整合的に重なる白色~淡赤色のチャートは、放散虫化石を豊富に含んでいる

が、再結晶が進行し、年代決定に有効なものは得られなかった。丹波層群 II 型地層群の一般的な傾向からすれば石炭紀〜ペルム紀のものである可能性が高いと考えられる。八東層の下位で南側に分布している智頭層の特にレンズ状のチャートを含む部分は、丹波層群と類似した岩相からなり、この部分もジュラ紀の付加体であろう。

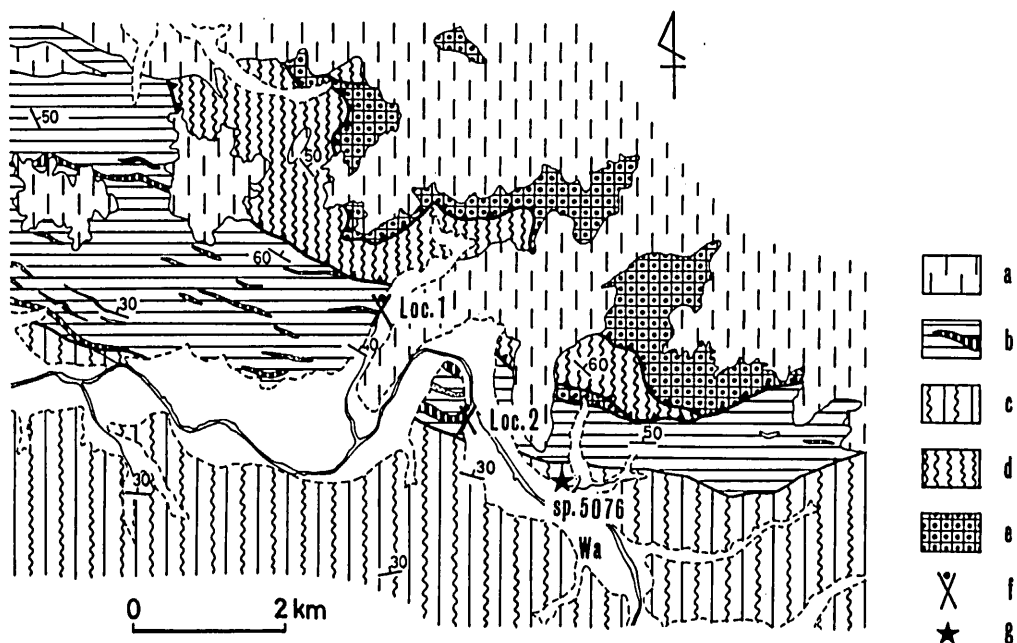


Fig. 8. Diagram showing localities of Radiolarian and Conodonts fossils and lawsonite-bearing basic schist in the Wakasa district ((See Fig. 7). (geological map compiled from Uemura *et al.* (1979) and this study) .

a: post-Jurassic rocks, b: Tsunotani formation with lenticular cherts, c: Hatto formation, d: Shitani formation, e: ultramafic rocks, f: fossil localities, g: locality of lawsonite bearing basic schist (sp. 5076).

#### (b) 変成鉱物

八東層からは、これまで藍閃変成作用を示唆する鉱物としては用瀬地域の馬橋北方から光学的にクロス閃石と思われるものが報告されているのみで (村山ら, 1963), 八東層は全体としてバンペリー石—アクチノ閃石帯に属するとされている (上村ら, 1979)。一方、丹波層群の緑色岩の示す鉱物相はバンペリー石帯から中間帯を経て緑れん石—アクチノ閃石帯に至るとされている (Hashimoto and Saito, 1970)。しかし、変成度そのものは八東層と丹波層群の一部とで大差ないといえる。“三郡変成岩類プロパー”の低変成度部は一般にバンペリー石—アクチノ閃石帯に属するとされており (橋本, 1972; 西村ら, 1977), 丹波帯のものと相系列が多少異なっているらしい。橋本・西村 (1984) は、“三郡変成岩類プロパー”とされているもの

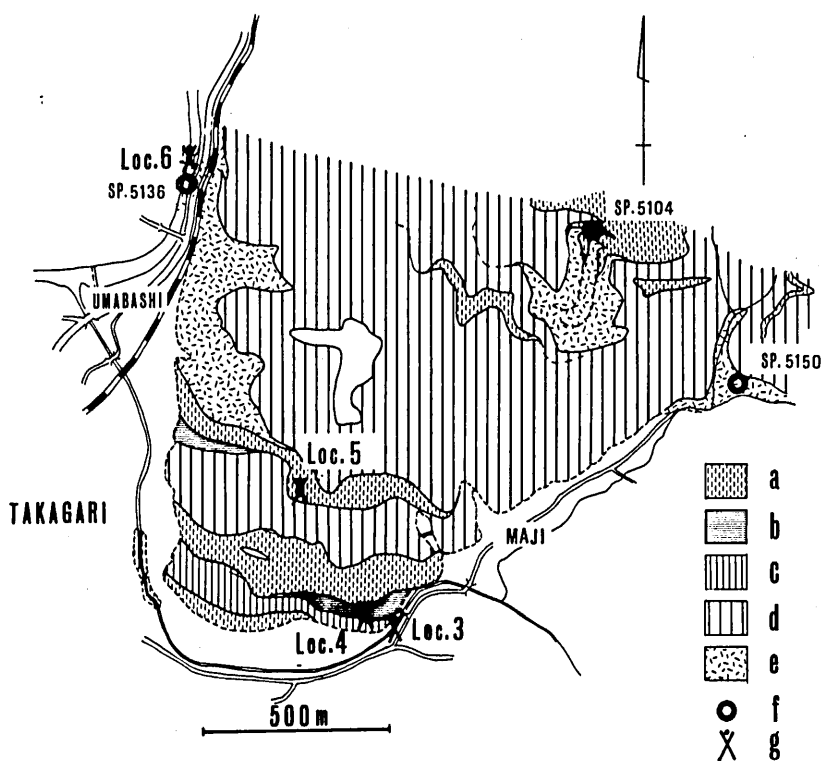


Fig. 9. Geological map of the Hatto formation of the Mochigase district (See Fig. 7).

a: pebbly mudstone and black silty mudstone, b: siliceous mudstone, c: gray well stratified chert, d: white to pale reddish-brown moderately stratified chert, e: basic rocks (lava and tuff), f: localities of alkali and subcalcic amphibole bearing basic rocks, g: fossil localities.

のなかでチャートの卓越する岩相のものは全般に変成度が低く、変成分帯の境界面と層理面の平行性を考慮すれば、それらは層序上いわゆる非変成“古生界”に含まれると述べている。いずれにしてもこれまでの資料からは八東層を“三郡変成岩類プロパー”に含めてよいとする積極的な証拠は乏しいようである。そこで、村山ら(1963)の解析結果の確認の意味で八東層の緑色岩の変成鉱物について再検討を行った。その結果、用瀬地域の8地点から採集した試料のうち3地点からクロス閃石・リーベック閃石およびウインチ閃石が見出された。EPMAによる分析結果はTable 2に示されている。このうち、馬橋北方の試料—5104は、村山ら(1963)によってクロス閃石が記載された場所からのものである。この変成岩は、単斜輝石と変質したかんらん石の大型斑晶を豊富に含む玄武岩で変形はほとんど受けておらず、原岩の組織は良く保存されている。クロス閃石とリーベック閃石は、残留鉱物としての赤褐色のケルスート閃石を核としてその周囲に形成されているもの、独立した柱状結晶からなるもの、単斜輝石の割れ

Table 2. Chemical compositions\*\* of representative amphiboles from basic schists of the Hatto formation in the Mochigase district.

(wt%)	1	2	3	4	5	6	7	8
Sample	5104a-2	5104d-1	5104c-2	51041-1B	5104e-1	5136A1-3	513AB1-1	5136A1-4
SiO <sub>2</sub>	39.12	38.10	52.85	51.92	54.84	52.09	51.88	52.26
TiO <sub>2</sub>	8.60	6.69	1.43	0.57	0.02	0.01	0.04	0.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.81	12.95	3.77	3.86	0.41	1.70	1.96	1.61
FeO*	14.81	15.74	25.03	22.84	14.11	24.81	24.30	28.73
MnO	0.15	0.21	0.19	0.27	0.20	0.19	0.25	0.16
MgO	10.00	8.91	6.31	8.28	14.98	7.76	8.29	4.97
CaO	11.49	11.29	3.65	4.29	11.68	4.51	5.99	4.05
Na <sub>2</sub> O	1.31	2.53	6.53	4.64	1.43	5.55	4.29	5.60
K <sub>2</sub> O	0.10	1.25	0.06	0.19	0.06	0.04	0.09	0.03
total	97.39	97.69	99.82	96.85	97.72	96.67	97.11	97.41

(Number of cations on the basis of 23 oxygens)

Si	5.876	5.797	7.827	7.836	7.950	7.991	7.912	8.082
Ti	0.971	0.766	0.159	0.064	0.002	0.001	0.005	0.001
Al	2.092	2.323	0.659	0.687	0.069	0.308	0.352	0.293
Fe	1.86	2.003	3.101	2.882	1.711	3.183	3.099	3.716
Mn	0.019	0.027	0.023	0.034	0.024	0.025	0.033	0.021
Mg	2.238	2.022	1.393	1.861	3.236	1.774	1.885	1.144
Ca	1.850	1.841	0.579	0.694	1.814	0.742	0.979	0.671
Na	0.381	0.747	1.875	1.357	0.402	1.652	1.268	1.678
K	0.019	0.243	0.012	0.036	0.011	0.008	0.018	0.006
Total	15.306	15.770	15.628	15.453	15.220	15.684	15.551	15.613

\*\* : EPMA Analysis (Analyst : Y, Hayasaka)

FeO\* : Total Fe as FeO

Following Leake's(1978) amphibole nomenclatures, 1 and 2: kaersutite, 3: crossite, 4: winchite, 5: actinolite, 6 and 7: ferro-winchite, 8: riebeckite,

Table 3. Chemical compositions\*\* and their standard deviations of lawsonites from a basic schist of the Hatto formation in the Wakasa district.

	wt%		Number of cations on the basis of 8 oxygens	
SiO <sub>2</sub>	37.93	± 0.33	Si	2.018 ± 0.004
TiO <sub>2</sub>	0.07	± 0.09	Ti	0.003 ± 0.004
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.52	± 0.35	Al	1.915 ± 0.026
FeO*	1.35	± 0.92	Fe	0.060 ± 0.040
MnO	0.04	± 0.03	Mn	0.002 ± 0.002
MgO	0.01	± 0.02	Mg	0.001 ± 0.001
CaO	17.94	± 0.28	Ca	1.023 ± 0.010
Na <sub>2</sub> O	0.01	± 0.01	Na	0.001 ± 0.001
K <sub>2</sub> O	0.01	± 0.01	K	0.001 ± 0.001
total	87.88			5.022

\*\* : EPMA Analysis (Analyst : Y, Hayasaka)

FeO\* : Total Fe as FeO

目に沿って形成されているものなどがあり、いずれも周囲からウインチ閃石およびアクチノ閃石に置き換えられている。馬路北東の試料—5136は細粒の単斜輝石斑晶を含む塊状の玄武岩で、緑泥石・曹長石・パンペリー石からなる脈状部に細粒のウインチ閃石とリーベック閃石が晶出している。馬路北方の試料—5150は完全に再結晶し、片理も発達している。細粒柱状のクロス閃石とウインチ閃石が片理に沿って定向配列している。

さらに、若桜地域の八東層においてあらたにローソン石が見出された (Fig. 8, sp. 5076)。試料は片状の緑色岩でローソン石は細粒長柱状で片理に沿って定向配列している。白雲母を豊富に含む厚さ 1 mm の薄層中のもはや粗粒である。EPMAによる分析結果はTable 3に示されている。このローソン石はやや鉄の含有量が多く、益田地域において西村・岡本 (1976) が報告したものに類似した組成を持つものようである。

八東層の詳細な鉱物組合せについてはまだ検討していないが、以上の結果から明らかに低温・高圧型の変成作用が示唆される。なお八東層の下位で、その南側に分布する智頭層はみかけ上、八東層よりも変形再結晶作用の程度はかなり弱い。

(c) 剪断変形のセンス

用瀬地域の八東層の珪質泥岩・黒色シルト質泥岩・礫質泥岩には層理面に平行な片理面上に東西方向の線構造が良く観察される。放射虫化石を含む試料の薄片を顕微鏡で観察したところ、この線構造の方向に放射虫化石が伸長して形態定向配列を示しているのが観察された。放射虫化石は全般に再結晶が著しく、保存状態は悪いが、多節塔状の Nassellarians に特有の断面の観察されるものが比較的豊富に含まれている。その非対称変形は線構造形成時の変形作用が剪断変形であったことを示す。この剪断変形のセンスは、Fig.10-a に示したように、放射虫の長軸が仮定される剪断面に正しく平行になっている場合に限って安全に見積もられるであろう。それ以外の場合には一軸圧縮下においても非対称変形を起こし (Fig.10-b), また基質との間で回転を起こす可能性があるので変形はさらに複雑さを増す。幸い、これまでに観察した資料では大多数のものが同じ剪断変形のセンスを示し、3地点の試料の解析結果によれば、

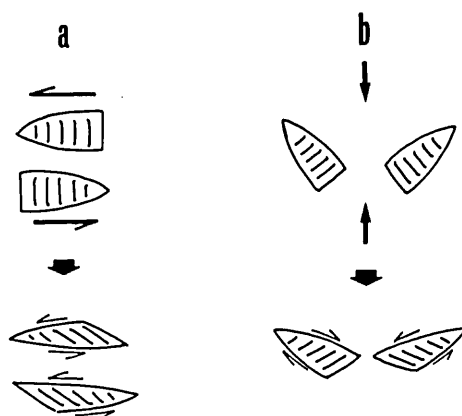


Fig. 10. Schematic diagram showing two types of deformation of uniaxial-symmetric radiolarians. a: simple shear deformation, b: pure shear deformation.



一様に上盤側が西へ向かうというものであった。これは原ら (1985b) が岡山県加茂川町地域の“三郡変成岩類”の石英ファブリックの解析から明らかにした剪断変形のセンスと一致している。

### 3. 変成岩類の多様性

Fig. 1 で藍閃変成岩類としたもののうち、八東層に比較出来るチャートの卓越する地層群には岡山県勝山一津山北部地域の真庭層群のチャート卓越層 (通商産業省, 1980), 島根県浜田一金城地域の準片岩 (岡村・岡屋, 1975), 島根県三隅一益田地域の三隅層群都茂炭層 (岡村ら, 1975) などがあげられる。これらは八東層同様ジュラ紀の付加体 (広義の丹波層群相当層) である可能性が強い。一方チャートをあまり含まず主として碎屑岩と緑色岩からなる地層群は、弱変成古生層と接するようにして岡山県落合一北傍町地域 (西村ら, 1981) および井倉地域 (武田・西村, 1984) に分布するが、両者は変成作用や原岩の構成において漸移的なものであるらしい。以上の解析結果から北東ユニットの変成岩類は丹波層群相当層に類縁のあるもの (広義の丹波層群相当層) と弱変成古生層に類縁のあるものを含んでいるといえよう。また、このどちらにも属さない変成岩類も存在するであろう。Fig. 11には従来の“三郡変成岩類”から中国帯東部地域のジュラ系と考えられるものを区分して示す。一方、南西ユニットの原岩は塩基性岩類卓越層と碎屑岩卓越層に分けられるが、その分布には地域による偏りが認められない。また変成岩類と弱変成古生層 (主として北帯の古生層からなる) とは層序学的にも変成作用の面からも整合的なものであるらしい (Nishimura, 1971; 西村ら, 1977; Toyohara, 1977)。しかし、原岩の層相から見た場合には両者には隔たりがあり、付加物質としては別の単元を構成していたものと思われる。

変成岩類の放射年代に関する研究は、最近柴田・西村 (1983, 1984, 1985), 西村 (1984) により新たな展開もたらされた。これらの研究によれば、中国帯に分布する変成岩類の放射年代は、有意と考えられる値について整理すると大きく3つの群に分けられ、それぞれが地域的にまとまった分布を示すという。すなわち北部地域は280~310Ma, 西部地域は210~225Ma, 東部地域は160~190Maを示す。この北部地域の変成岩類は鳥取県若桜地域の志谷層から山口県西部の長門構造帯地域を経て福岡県若宮地域へと、中国帯の2つのユニットにまたがって、その北縁部に分布し、放射年代と分布の特徴から飛騨外縁帯の結晶片岩類に対比された。飛騨外縁帯が若桜地域の近くを通過しているらしいことは日本海の若狭湾から山陰沿岸部にかけての空中磁気図 (地質調査所, 1977) によっても示唆されることである (原ら, 1985a)。したがって早坂・原 (1983b) によって提起された北東ユニット・南西ユニットの区分はこの飛騨外縁帯の部分を除いたものについて有効であると考えた方がよいようである。その意味で、西部地域は南西ユニットに、また東部地域は北東ユニットに属している。早坂 (1985a) は、これらの地域の放射年代を主要な変成作用の終結の時期を示していると考えても大きな矛盾はないと考えた。すなわち西部地域の変成岩類はトリ阿斯紀後期に変成場から解放され、また東部地域の変成岩類はジュラ紀中期に変成場から解放されたい。このことは東部地域については今回八東層から前期ジュラ紀を示すと考えられる放散虫化石が見出されたことにより一層はっきりした。しかし先に述べたように東部地域の変成岩類には岩相上古生界に類似したものが含まれ、これらはもっと古い時期に変成場から解放されたものである可能性が強い。にもか

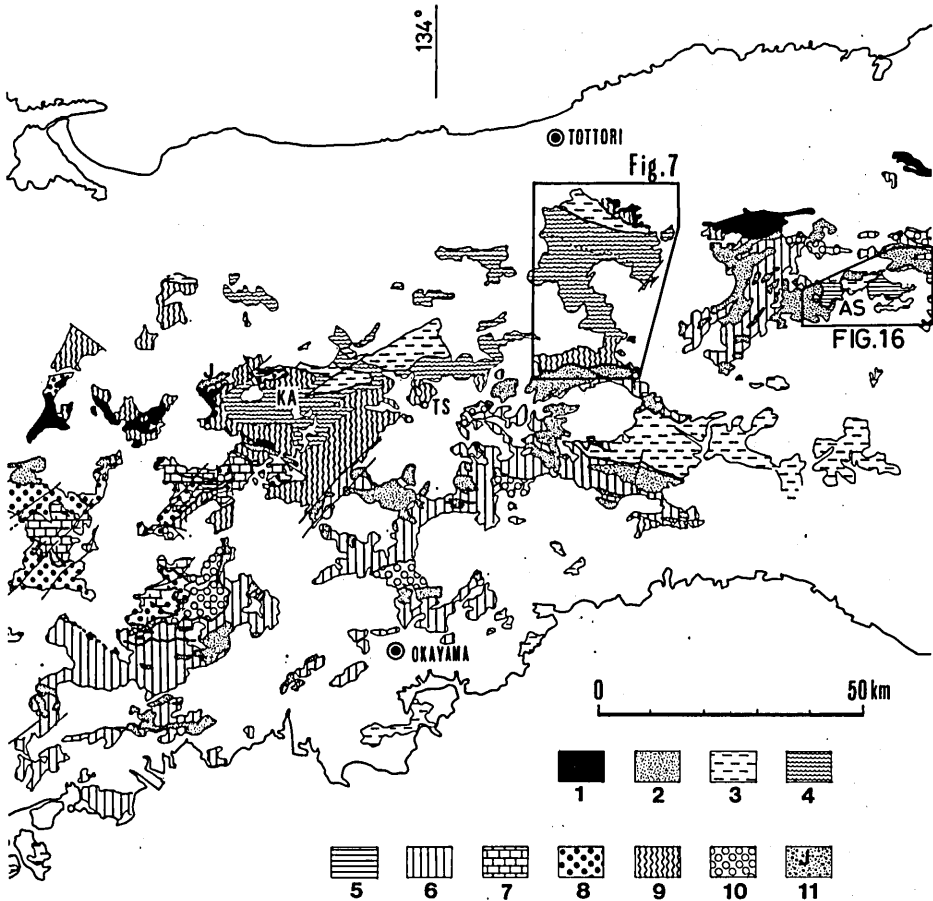


Fig. 11. Geological map of the Maizuru belt and eastern part of the Chugoku belt, showing probable distribution area of newly recognized Jurassic high P/T type metamorphic rocks (compiled mainly from Murayama *et al.*(1963), Kambe and Hirokawa(1963), Mitsuno and Omori(1965), Hase *et al.*(1975), Uemura *et al.*(1979), Igi and Wadatsumi(1980), Mitsuno and Sugita(1980), Ministry of International Trade and Industry(1972, 1973, 1974, 1980), Ishiga(1985), Miyake(1985), and this study) .

1: ultramafic rocks, 2: Yakuno rocks, 3: Tamba group and its western equivalents, 4: newly recognized Jurassic glaucophanitic metamorphic rocks, 5: equivalents of the Oi - Katsumi formation(Ultra Tamba zone), 6: Paleozoic rocks of the Maizuru zone - Middle zone, 7 and 8: Paleozoic rocks of the Northern zone (7: reef limestone complex, 8: other facies rocks), 9: high P/T type metamorphic rocks of unknown age, 10 and 11: Lower Mesozoic formations of shallow or blackish water facies (10: Triassic, 11: Jurassic); As: Asako, KA: Katsuyama, TS: Tsuyama.

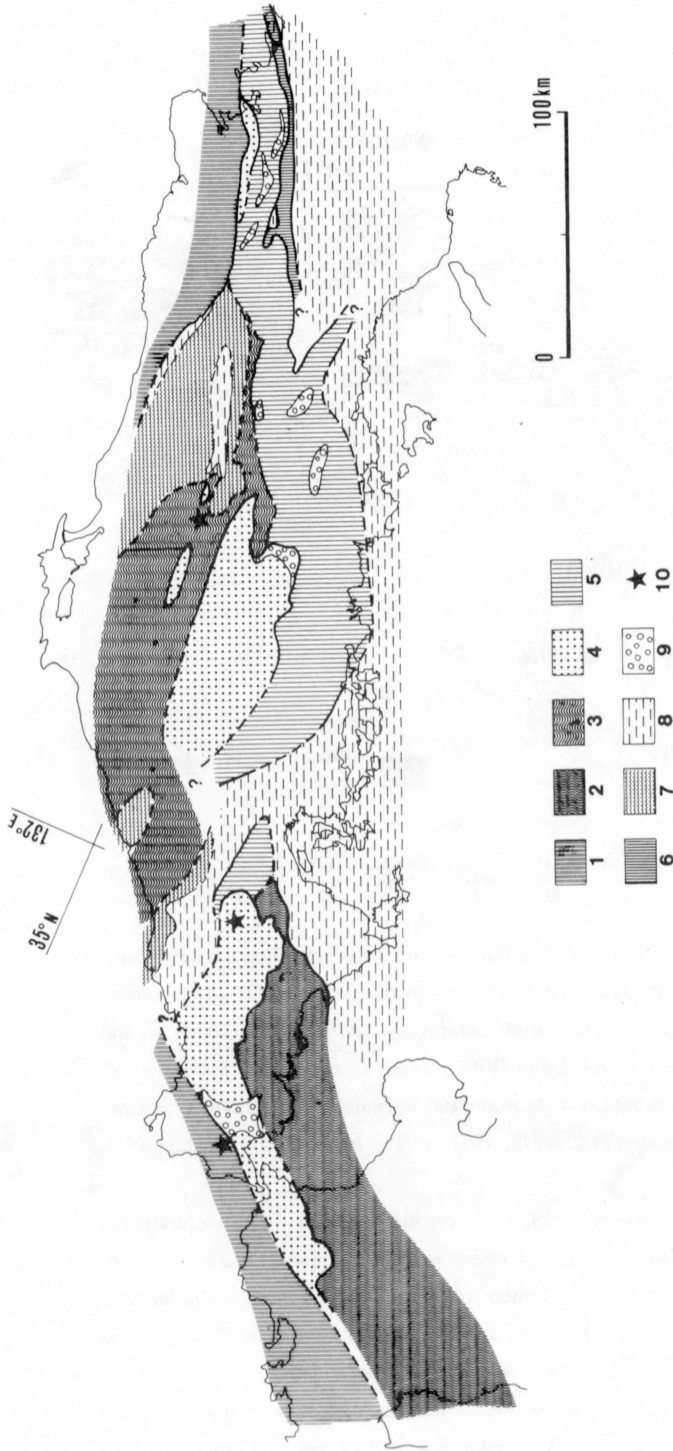


Fig. 12. Diagram showing the distribution of newly defined tectono-stratigraphic units of the Chugoku, Maizuru and Tamba belt.

1: Hida marginal belt, 2: glaucophanitic metamorphic belt of SW unit, 3: undivided glaucophanitic metamorphic belt of NE unit, 4 and 5: non-metamorphic Permian accretionary complex (4: Northern zone 5: Middle zone - Maizuru zone), 6: UltraTamba zone, 7 and 8: Jurassic accretionary complex (7: glaucophanitic metamorphic belt, 8: non-metamorphic Tamba zone and its western equivalents), 9 and 10: lower Mesozoic formations of shallow or blackish water facies (9: Triassic, 10: Jurassic).

かわらず、東部地域の変成岩類の放射年代が一様にジュラ紀中頃の年代を示し、また、西部地域の放射年代にもこれと同じ頃にもう1つのピークが認められる (Fig. 6) のは、Hara (1982) が指摘したように、変成岩類のあるものはジュラ紀中期の造構作用により若返ったものであることを示しているようにみえる。南西ユニットにおいてはジュラ紀の造構作用は北東ユニットにおける程顕著なものでなかったらしく、この若返りの影響は不完全であつたらしい。

以上に述べたことを、従来“三郡変成岩類”として一括されていたものを再区分するという観点からまとめると次のようになる。

1) 中国帯の北縁部に沿った地域に分布する変成岩類は飛騨外縁帯のものに対比でき、ここに飛騨外縁帯の延長部が位置していると考えられる (柴田・西村, 1984; 原ら, 1985a)。

2) その他の変成岩類は原岩の構成や変成作用の性格から広島—津和野線を境に大きく北東ユニットと南西ユニットに二分される。

3) 南西ユニットの変成岩類は原岩相の構成からすれば他の弱変成層とは異なる独立した単元を構成している。

4) 北東ユニットの変成岩類には丹波層群相当層に近縁な (前期?) ジュラ紀付加体と弱変成古生層に近縁な後期ペルム紀 (~前期トリアス紀?) の付加体が含まれる。また、北東ユニットには南西ユニットの変成岩類と同じ起源のものが含まれている可能性も残されている。Fig. 12は以上の点を考慮し、Fig. 11・Fig. 31および長谷・西村 (1979) を基に、特に変成度にこだわらずに、原岩の層相や予想される年代などから変成—非変成層を一括して再区分したものである。なお、三郡変成岩類の名称の由来となった福岡市東方の三郡山地は飛騨外縁帯の延長部とみなされる地域に位置している。この研究において三郡帯あるいは三郡変成岩類の名称の使用を避けているいま1つの理由はここにある。しかし長い間中国地方の高圧型変成岩類は三郡変成岩と呼ばれてきた。遅くない時期にこれら変成岩類の名称について再考し、研究者間で適当な取り決めを行う必要がある。

先に北東ユニットの変成岩類の一部には、南西ユニットの変成岩類と同じ起源の岩層を原岩とするものが含まれている可能性のあることを指摘した。中国帯があらゆる点で異なる2つの地帯の並置として説明できるものではないことは明らかである。中国帯の2つのユニットへの区分は従来の構成単元の区分とは本質的に異なっている。両ユニットの差異は、そこに含まれる岩層の年代や起源が異なること以上に、それらの履歴した造構環境の違いに由来することの方が大きく、その違いは各々の地質構造に反映されているようである。

### C. 兵庫県朝来町地域の地質構造

#### 1. 地質の概要

朝来町地域は舞鶴帯と丹波帯の境界部で、舞鶴帯南帯 (加納ら, 1959) の夜久野岩類の西南西—東北東の帯状配列が急激に乱れ、その分布が南方へと張り出している所に位置している。朝来町地域から明延地域を経て鳥取県若桜地域へ至る線より南側では舞鶴帯の帯状配列はやや不明瞭となる。Fig. 13に朝来町地域の地質図を示す。

この地域の先白亜系は氷上層 (広川ら, 1954)・夜久野岩類・舞鶴層群から成り、それらを後期白亜紀—古第三紀の火山岩類が不整合に覆っている。石賀 (1985) によれば氷上層の一部は

超丹波帯 (Caridroit *et al.*, 1985) に属する。また夜久野岩類と舞鶴層群は舞鶴帯を構成している。氷上層は、小褶曲でうねってはいるものの全体としてはゆるく南南西方向へ傾斜している (Fig.14)。夜久野岩類は氷上層の層理面にほぼ調和的に重なっている。

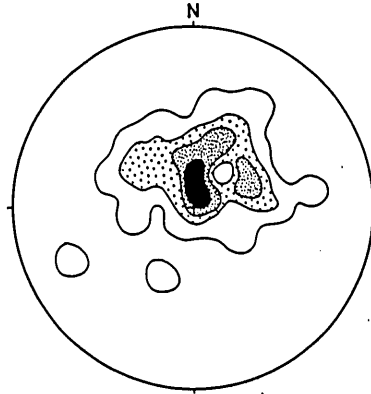


Fig. 14.  $\pi$ -diagram for bedding plane of the Hikami formation in the Asako-cho district.  
Contours: 1-2-3-4 points per 1% area.

氷上層は主として泥岩・砂岩・砂岩泥岩互層・チャート珪質泥岩細互層からなり、これにレンズ状チャート・塩基性～中性凝灰岩・レンズ状石灰岩をとまう。泥岩は千枚岩質になっている。超丹波帯に特徴的なチャート珪質泥岩の細互層 (ribbon rock) を多量に含むことから、氷上層のこの部分は超丹波帯に属するものと思われる。羽淵のレンズ状石灰岩 (Fig. 13- Loc. 1) からコノドント化石 *Gondolella* sp., *Idiognathodus* sp. を得た。両者の共存からこの石灰岩塊は上部石炭系～最下部ペルム系のものであることが示唆される (大阪市大松田哲夫博士の鑑定・御教示による)。いくつかの泥岩・層状チャートについても微化石の抽出を試みたが現在まで時代決定に有効な化石は得られていない。超丹波帯からこれまで得られている化石の資料 (Ishiga, 1985; Caridroit *et al.*, 1985; 市川ら, 1985) からすればチャートは後期ペルム紀、チャート珪質泥岩の細互層はトリアス紀のものと推定される。碎屑岩はトリアス系か、もっと若いものである可能性があるが、現在不明である。

この地域の舞鶴帯は、全体として南南西へゆるく傾斜する上・中・下3枚のスラストシートより構成されている。おのおののスラストシートは基底部と主部を夜久野岩類が占め、最上部は黒色泥岩・ワッケ質砂岩・シルト岩・酸性凝灰岩・礫質泥岩などからなる舞鶴層群が占めている。この地域の夜久野岩類は超苦鉄質岩類・斑れい岩・石英閃緑岩・トーナライト・ドレライト・玄武岩・塩基性凝灰岩およびこれらに由来する角閃岩・結晶片岩からなる。これら夜久野岩類は舞鶴層群中に最大1 kmに達する大小様々のレンズ状岩塊としても存在する。この地域の舞鶴層群からは時代決定に有効な化石は現在までのところ得られていないが、舞鶴層群の

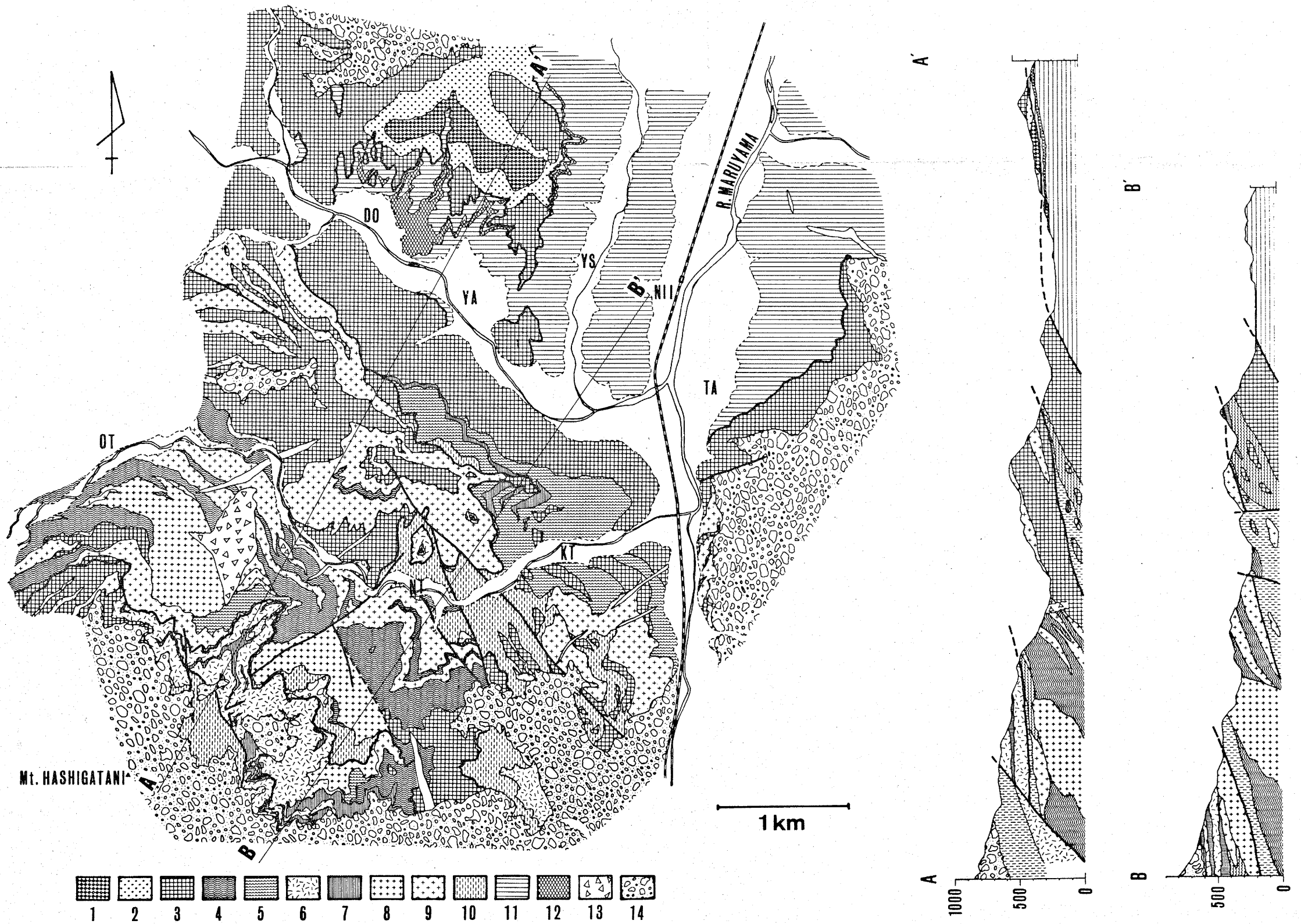
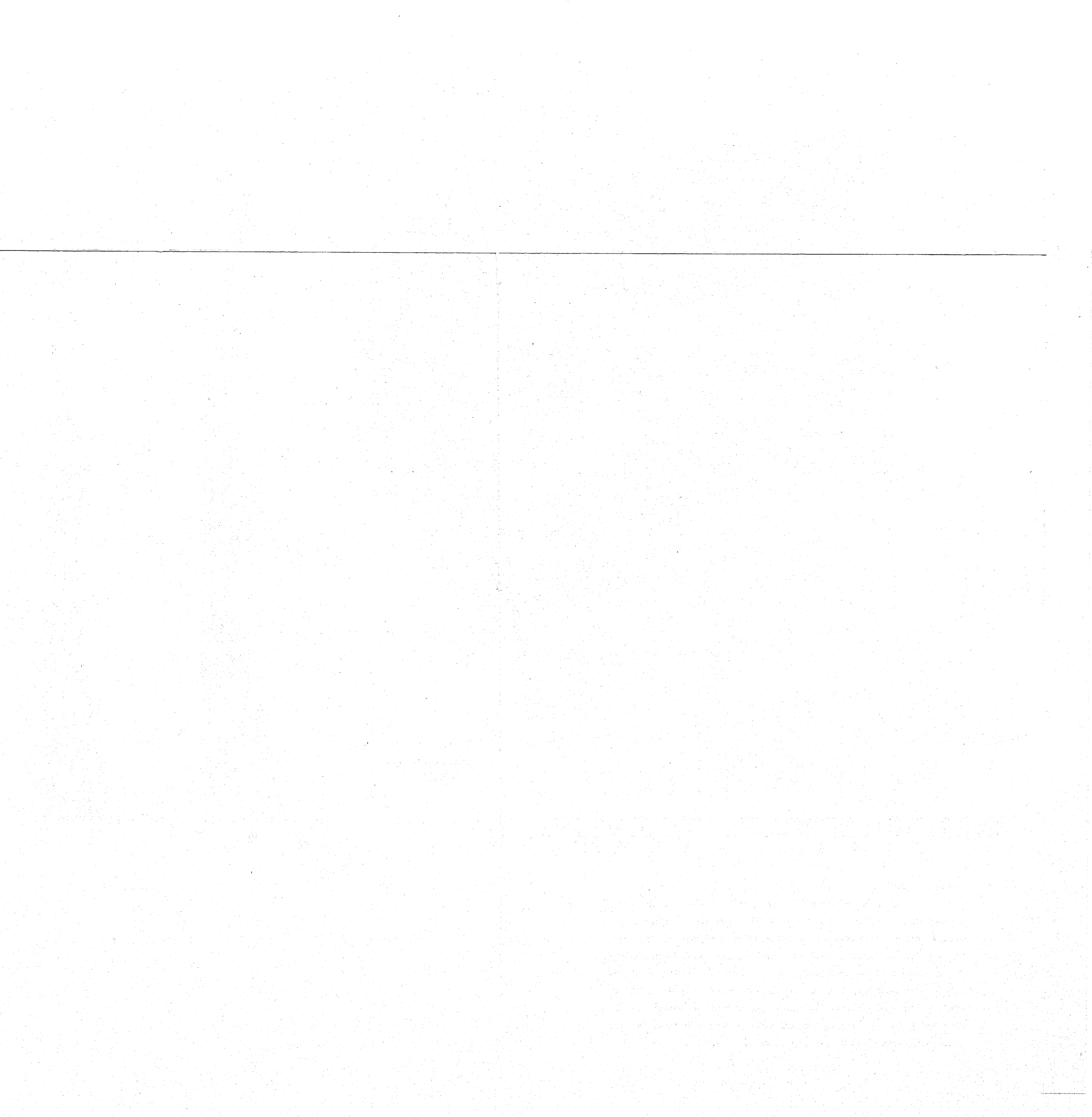


Fig. 13. Geological map of the Asako-cho district (See Figs. 11, 16).

1: ultramafic rocks (mainly pyroxenite), 2: transitional series rocks between pyroxenite member and gabbro member, 3: metagabbros (massive and gneissose gabbros), 4: schistose amphibolites, 5: crystalline schists derived mainly from basic tuff, 6: dolerite and basalt, 7: mudstone closely associated with basaltic lavas, 8 and 9: Yakuno rocks of the Second stage (8: quartz-diorite, 9: tonalite), 10: Maizuru group (silty mudstone, siltstone and fine-sandstone), 11 and 12: Hikami group of Ultra Tamba zone (12: basic to intermediate tuff, 11: other rocks), 13: unknown breccias, 14: Cretaceous volcanic rocks; DO: Doi, YA: Yamamoto, TA: Tateno, KT: Kuchitoji, NT: Nakatoji, OT: Okutoji.



一般的な年代(清水ら, 1962; ベルム—三畳系ワーキンググループ, 1975; Ishiga, 1984)からすれば, 上部ベルム紀のものと推定される。夜久野岩類の岩石学的な性質については次節において述べる。

## 2. 氷上層と夜久野岩類の関係。

氷上層と舞鶴帯夜久野岩類の地質構造上の関係については早坂・原(1980)にその概要を報告した。その後, 調査地域を拡大したが結論は既に報告したものと変わっていない。

### (a) 境界部の記載

氷上層には小褶曲群が発達しているものの岩層は全体としては塩基性～中性凝灰岩の分布, および層理面の $\pi$ ダイアグラム(Fig. 14)で示されるようにゆるく南南西方向へ傾斜している。夜久野岩類は氷上層の上にあたかも整合的であるかのように重なっている。つぎに両者の境界部の性質についての2つの代表例を示す。

Fig.15-aは八代西方における境界部の露頭スケッチである。ここでは夜久野岩類の優白質斑れい岩～アノソサイトと氷上層の凝灰質シルト質泥岩が西へ $30^\circ$ で傾斜する小断層で接している。断層の破碎幅は5～10cmでこれより外側の氷上層の泥岩は幅約3mにわたってへき開が発達し, 鱗片状となっている。一方, 夜久野岩類の側も境界近くの幅1mが著しく圧碎岩質となっている。境界から離れた部分では全体に弱いカタクラシックな変形が認められる。但し, 弱いカタクラシックな変形は朝来町地域の夜久野岩類におおかれすくなかれ普遍的に見られるものである。氷上層には夜久野岩類による熱変成作用の影響は全く認められず, 夜久野岩類も周縁急冷相を形成していない。

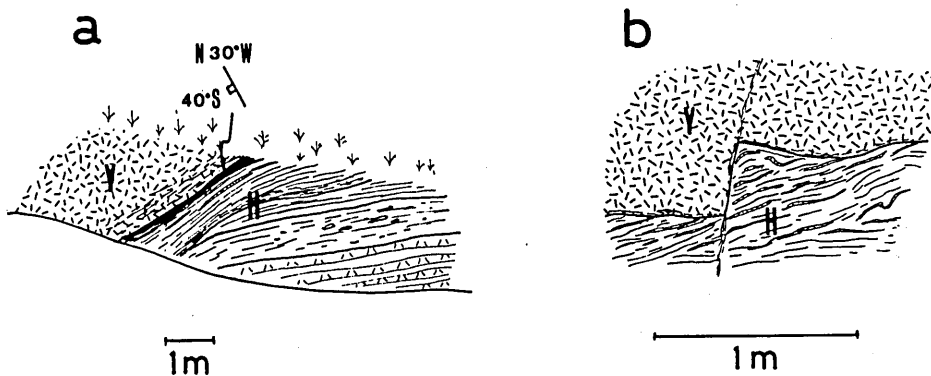


Fig. 15. Sketches of the boundaries between the Yakuno rocks and the Hikami formation in the Asako-cho district. a: outcrop at the west of Yashiro, b: outcrop at the north of Doi.

Fig.15-bは土肥北方における境界部の露頭スケッチである。この露頭においては細粒で緑色の夜久野岩類と氷上層の黒色泥岩が完全に密着して接しており, 境界部は固結した堅固な岩石となっている。しかし, 顕微鏡観察では境界部の泥岩はもともとシルト質のラミナをもっていたものが著しく破碎され塊状となったものであり, また, これと接する細粒の緑色岩はもと



もと粗粒な変斑れい岩であったものが圧砕されて細粒化したものであることがわかる。夜久野岩類の圧砕部は幅10cm～1mにすぎないが氷上層泥岩には境界面にほぼ平行～ゆるく斜交するへき開が広く形成されている。また泥岩中には境界面に雁行配列して幅1mm～1cmの多量の石英脈が形成されている。ここでも夜久野岩類による熱変成作用は認められない。

夜久野岩類と氷上層の接触部はこの他にもいたる所で観察できるが、両者の接し方はここに例示した2つのパターンのいずれかに属している。後者の例は比較的少ないがより初生的な関係を示しており、前者の例は比較的新しい時代に境界部が断層運動によって再動したものと考えることができる。いずれにしても夜久野岩類と氷上層の地質構造上の関係は低角衝上断層であるといえる。

(b) 衝上断層の拡がり

これまで円山川より東側の地域においては夜久野岩類の分布はほとんど知られていなかったが、最近の調査により地質図に示すように立野東方の地形的の高所にやはり氷上層の層理面にほぼ平行して夜久野岩類が重なって分布していることが明らかとなった。このような分布を見れ

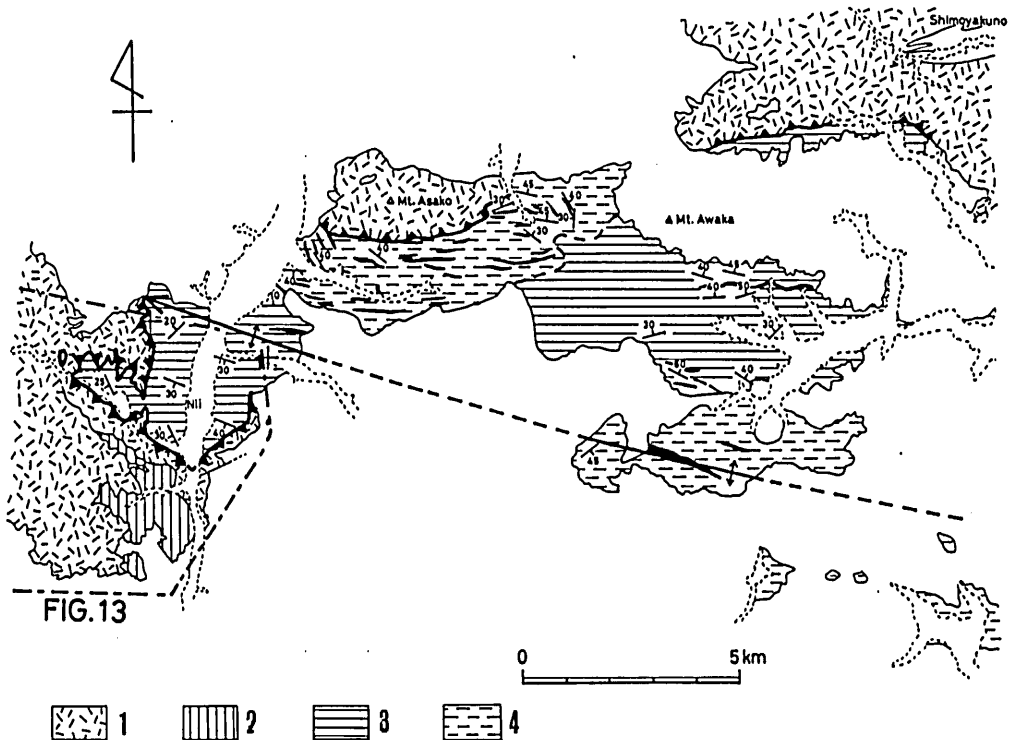


Fig. 16. Geological map of the border zone between the Maizuru and the Tamba belt in the Tajima-Takeda district (See Fig. 11). (compiled from Hirokawa *et al.* (1954) and this study) .

1: Yakuno rocks, 2: Maizuru group, 3: Ultra-Tamba zone, 4: type-II suite formations of the Tamba group.

ば、土肥一八代の地域で見られた低角衝上断層はもともこの地域全域を覆って発達していたものであることがわかる。Fig. 16は広川ら (1954) と著者の調査結果に石賀 (1985) によって示された超丹波帯の分布を加えて作製された但馬竹田地域の地質図である。氷上層には図のように西へゆるく落とす軸を持つ顕著な複背斜が認められる。この複背斜は、この地域の東側において丹波地帯研究グループ (1975) によっても示されている。また金属鉱業事業団 (1974) は、この背斜軸の西方延長部に当たる兵庫県大屋町明延地域においても同様の背斜構造の存在することを明らかにした。この褶曲は、白亜紀前半に西南日本に広く起こった東西方向の軸を持つ肱川時相の鉛直褶曲群 (原ら, 1977; 原, 1979) の1つであろう。舞鶴帯と丹波帯の両側にまたがって連続するこの背斜構造は必然的に両帯の境界面を曲げることになる。朝来町地域の東側の地域で舞鶴帯と超丹波帯の境界が北傾斜の比較的高角度の逆断層と考えられている地域においても、多くの場合超丹波帯地層群の層理面もまた北傾斜であって、この褶曲の変位をもともとして考えると、両帯の境界は本来低角衝上断層としての性格を有していたことが理解される。なお、朝来町地域の北東に位置する山東町川上において、夜久野岩類の朝来山岩体に接する付近の氷上層中の厚さ50m程の層状チャートの岩塊 (Fig. 16-Loc. 2) から後トリアス紀のノーリアン後期を示すコノドント化石 *Epigondolella bidentata* (大阪市大松田哲夫博士の鑑定と御教示による) を得た。チャートのこの年代は超丹波帯のものより若い。この地域の氷上層は、石賀 (1985) によれば丹波層群のII型地層群に属するらしい。ここでは丹波帯が直接舞鶴帯と接しているのであろう。したがって超丹波帯と舞鶴帯のナップとの間の衝上断層を切るように丹波層群II型地層群のナップが *under thrust* していると考えられる。

早坂・原 (1981) は上郡帯の位置づけについても、舞鶴帯と上郡帯の間に楔状に分布する丹波帯の部分に、西へ落とす軸を持つ複背斜を想定することによって上郡帯の存在が舞鶴帯のナップの連続として合理的に説明できると述べた。同様の考えは大藤 (1985) によっても述べられている。しかしながら猪木・後藤 (1981)、後藤・堀 (1985) によれば上郡帯は舞鶴帯からは未発見である石炭系や下部ペルム系を含み、舞鶴帯とは性格を異にしている可能性がある。舞鶴層群の緑色岩には少量ながら遠洋性的な赤色珪質粘土岩をとまなうものが存在するが、それらの年代決定が待たれる。上郡帯の性格については現在明確なことはわからないが、あるいは舞鶴帯の多様性として説明できるのではないかと考えている。

### 3. 衝上断層形成時の変形相

Fig. 12に示された石英脈は、夜久野岩類基底部近傍の氷上層中に普遍的に、しかもかなり多量に存在している。このような石英脈の存在は衝上断層形成時に水が豊富に存在していたことを示唆しており、その時の間隙水圧はかなり高かったと考えられ、境界部での滑動は比較的容易に起こったものと思われる (Fyfe *et al.*, 1978参照)。衝上運動の終盤には圧力の低下とともに、破断面に沿って抜け出る水に溶解していたシリカが析出し石英脈として固定されたのであろう。

この石英脈を構成する石英粒には波動消光と変形ラメラが顕著に発達している。石英の変形ラメラはそれが形成された時の温度・静水圧・変形速度に依存して固有の結晶学的方位を示す (Heard *et al.*, 1968; Ave-Lallemant and Carter, 1971; Tullis *et al.*, 1973)。早坂・原 (1980) はこの変形ラメラの結晶学的方位を測定し、それがAve-Lallemant and Carter (1971) によっ

て subbasal I 型と呼ばれたものに属するものであることを明らかにした。subbasal I 型の変形ラメラは、比較的低温で高変形速度の条件下で形成され、より高温で低変形速度の条件下においては subbasal II 型の変形ラメラが出現する。Hara and Nishimura (1977) は、北帯の古生層に属する山口県東部の錦層群のバンベリー石—緑泥石相のなかに subbasal I 型と subbasal II 型ラメラの出現境界が存在することを報告した。超丹波帯の舞鶴帯南縁に沿った部分は著しく千枚岩質になっていることがこれまでに度々指摘されてきた (広川ら, 1954; Nakazawa, 1958)。朝来町地域の氷上層、特にその泥質岩には、小褶曲とこれにともなわれるへき開が著しく発達し、細粒の白雲母が定向配列して準片岩的な特徴を示している。この部分にともなわれる砂岩の石英粒は変形再結晶により伸長し、完全に細粒再結晶粒の集合体になっている。これは subbasal II 型の変形条件下での石英の変形を示唆する組織である。このような千枚岩—準片岩が舞鶴帯の東縁に沿って連続して分布することから、このような変形は舞鶴帯と超丹波帯との接合に伴う剪断変形に相当するもので、より初期のころの物理条件を示しているのではないかと推定される。石英脈の形成と subbasal I 型ラメラの形成はそれより後の舞鶴帯ナップと超丹波帯の相対移動が停止する直前の事象を示しているのであろう。

#### D. 夜久野岩類の岩石学的性質とその起源

舞鶴帯において、福井県大島半島および京都府舞鶴付近から兵庫県中央部の大屋町・朝来町地域にかけての狭長な地帯には変斑れい岩・変輝緑岩・石英閃緑岩・圧碎質トーナライトを主とする岩石群が顕著な帯状配列をなして分布している。この岩石群は、塩基性岩類が主体をなすことから夜久野塩基性岩類 (小林, 1951) と呼ばれたが、所によっては相当量の中性—酸性岩類にともなわれていることから夜久野進入岩類と呼ばれることもあった。また、河守変成岩と呼ばれる片状—片麻状角閃岩、ガーネット・黒雲母片麻岩などの高度変成岩が密接にともなわれる (加納ら, 1959) こともあって、これらを包括する名称として夜久野岩群 (猪木, 1959)、夜久野複合岩類 (中沢, 1961) の呼称も提唱された。これらの名称は主たる岩相に関してはほぼ同義的内容をもつものであり、今日では単に夜久野岩類と呼ばれることが多い。夜久野岩類は中国帯内にも多量に分布していることが知られ (光野, 1959, 1965; 秀, 1963)、その分布は舞鶴帯の延長とみなされる中国帯の中帯の中に広島県西部地域まで追跡されている (長谷, 1964; 長谷ら, 1975)。同様の岩石群は舞鶴帯や中国帯の中帯以外の西南日本内帯の各地に点在しており、それらはしばしば夜久野類似岩と呼ばれているが、それらの一部は放射年代に違いが見られ (Shibata *et al.*, 1977)、舞鶴帯のものと起源や遍歴を異にしているらしい。しかし、飛騨外縁帯東部と上越帯には所々に夜久野岩類と区別し難い岩石群が分布しており (例えば岡田, 1980)、周辺地層群の性格からもここに舞鶴帯の延長が発達するものと考えられている (茅原・小松, 1982; 原, 1984)。

Igi (1973) は舞鶴帯夜久野岩類を分類・記載し、貫入関係などをもとに塩基性岩類から酸性岩類へという形成順序を識別したが全体としてひとつの結晶分化の産物と考えた。また河守変成岩については、夜久野岩類の形成時に舞鶴帯の基盤をなしていたものであり、ペルム紀末からトリアス紀にかけての造山運動によって既に固結していた夜久野岩類とともに固体貫入したものであるとした。その後、舞鶴帯の東部地域に分布する夜久野岩類を研究した石渡 (1978)

は、これにかつての海洋地殻と上部マントルに由来する1つのオフィオライトであるとして、夜久野オフィオライトと呼んだ。同時にそれらが変成岩的な性格の強いものであることを強調し、河守変成岩は夜久野オフィオライトとその上部に随伴する泥質岩に由来するものと考えた。石渡は、中国帯の変成岩分布域に点在している超苦鉄質岩類についても、かつての海洋地殻下部～上部マントルの断片に由来するものと考え、夜久野オフィオライトと同じ起源のものである可能性を示唆していたが、この考えは変成岩分布域にある超苦鉄質岩類を岩石学的に研究した Arai (1980) によって明確に主張された。また西村ら (1981) は中国帯に点在する夜久野岩類を *dismembered ophiolite* として捉え、舞鶴層群や中国帯中帯の古生層の下部層を構成していると考えられている緑色岩の玄武岩熔岩も夜久野オフィオライトの一部として扱った。最近 Ishiwatari (1985a,b) は、夜久野オフィオライト下部が中圧グラニュライト的な性格を示すこととオフィオライト上部に陸源碎屑物質がともなわれることから夜久野オフィオライトは黒海のような異常に厚い海洋地殻をもつ沿海に由来するとの考えを示している。しかし、夜久野岩類は一般に酸性岩をかなり多量にとまない、舞鶴帯北帯のように主として舞鶴花こう岩とよばれるトーナライトや花崗閃緑岩などからなるようなオフィオライトの呼称になじまない構成を持つ例も知られている。中国帯から丹波帯にかけての造構史を編むには舞鶴帯の造構環境を明らかにする必要があるが、そのためには夜久野岩類の起源とその後の遍歴について知ることは決定的に重要であると考え。ここでは兵庫県朝来町地域に分布する夜久野岩類を例に、そこから得られる岩石学的情報を整理し、夜久野岩類の起源について考察してみる。朝来町地域の地質構造については既に述べたのでここでは繰り返さない。

## 1. 構成岩石

石渡 (1978) は、舞鶴帯南帯東部地域に分布する夜久野オフィオライトが全体として変成岩としての性格が強いことを強調したが、朝来町地域の夜久野岩類も様々な程度に変形変成作用を受けている。しかし、組織と構成鉱物から火成岩としての原岩の性質を検討することも十分可能である。以下には、この地域に出現する夜久野岩類をまず火成岩として分類記載する。構成鉱物は、全てが変成作用によって組成が変化したり別種のものに変わったりしているのでここではその詳細は述べない。

### (a) 超苦鉄質岩類

超苦鉄質岩類は土肥・山本の北方に分布し、下部のスラストシートの最下部を構成している。単斜輝石はよく残留しているものの全体に蛇紋岩化が進行し、かんらん石・斜方輝石はほとんど全て蛇紋石や緑泥石に変わっている。しかし、蛇紋石に見られる網状構造やバスタイト構造の存在によってかんらん石・斜方輝石の量比を見積もることも可能である。これらは、かんらん石単斜輝岩・単斜輝岩・斜長石ウェプスタライト・斜長石かんらん石ウェプスタライト・ウェルライト・ホルンブレンダイト等から成る。これらのなかでかんらん石単斜輝岩が大部分を占めるが、各岩型相互の関係については露頭の状態が悪いため確認できない。これには主要構成鉱物のほかに少量の緑褐色角閃石とクロムスピネルが含まれている。超苦鉄質岩類にはしばしば露頭において明暗の縞からなるレヤリングが認められる。これは主として少量含まれる斜長石の量比に起因しているようである。

### (b) 遷移帯の層状岩体

超苦鉄質岩類の最上部付近から全体に斜長石の含有量が増加し、その量比の違いによって識別されるレヤリングはいっそう明瞭になる。このレヤリングは土肥・山本の北方でドーム状構造を形成しており、超苦鉄質岩類の周囲には、より上位の優白質な岩石が現れる。この部位の厚さ50~100mの範囲には主として優白質斑れい岩とメラ斑れい岩が数十cm~数mの互層をなして分布し、超苦鉄質岩類とこの上位に重なる斑れい岩類との遷移帯をなしている。上位の斑れい岩類との違いは、遷移帯の岩石はそこに含まれる斜長石と有色鉱物の量比が極端に変化し、しばしば超苦鉄質岩やアノーソサイトとよべるものになっている点である。優白質な岩石においては散在する有色鉱物の長軸がレヤリングに平行に配列しているのが露頭においてよく観察される。全体として斜長石は完全にソーシュライト化し、苦鉄質鉱物は全て蛇紋石や緑泥石に変わっている。

#### (c) 斑れい岩

朝来町地域の夜久野岩類の約50%は斑れい岩からなっている。斑れい岩は様々な程度に変形変成作用を被り、構成鉱物の形態定向配列によって片麻状~片状となっている。この地域に比較的多量に産する片状角閃岩には、しばしば粗粒な単斜輝石から変わったものと思われる角閃石の眼球状組織が認められる。そしてこの片状角閃岩から片麻状斑れい岩に移り変わるのが観察されるので、片状角閃岩の大半は斑れい岩に由来するものと考えられる。

下部のスラストシートに属し遷移帯の層状岩体に重なる斑れい岩は粗粒で完全にソーシュライト化した斜長石と単斜輝石および赤褐色~緑褐色角閃石からなり、斜方輝石の仮像を示す緑泥石をとまう。中・上部のスラストシートを構成する斑れい岩は細粒~中粒で主として部分的にソーシュライト化した斜長石と角閃石からなり輝石は含まれない。片麻状~片状構造は後者の方により強く発達している。これらの斑れい岩類は多かれ少なかれ全て斜長石と有色鉱物の量比の違いに起因するレヤリングを示す。斑れい岩の片麻状~片状構造はこのレヤリングにほぼ平行してゐる。

#### (d) 石英閃緑岩

石英閃緑岩は中位のスラストシートの上部付近に多く見られる。これは中粒~粗粒で片麻状斑れい岩や斑れい岩起源およびドレライト起源の片状角閃岩の片理を一部で明らかに切って貫入し、斑れい岩や片状角閃岩を捕獲岩として包有している。石英閃緑岩と接する片状角閃岩は接触部付近でグラブラスチックな組織を示している。これはおそらく熱変成作用の結果であろう。石英閃緑岩は明らかに斑れい岩やドレライトに比べて活動の時期が新しいといえよう。しかし、岩体は岩床状をなし、全体として母岩のレヤリングによって示される構造に調和的に貫入している。構成鉱物は主として部分的にソーシュライト化した斜長石と自形の角閃石で少量の石英を伴っている。石英が多く含まれ、より優白質なものは次に述べるトーナライトとして区別した。石英閃緑岩には火成段階の組織をそのまま留めるものと、塑性変形の結果特に石英の変形により弱い片麻状構造を呈するに至ったものがある。この片麻状構造は周囲の斑れい岩の構造と調和的であり、このため一部で貫入関係が不明瞭になっている。

#### (e) トーナライト

この地域の夜久野岩類の中ではトーナライトは斑れい岩に次いで多い。これは、各地の夜久野岩類の記載に際してしばしば圧碎花こう岩と呼ばれてきたものに相当する。舞鶴帯北帯の夜久野岩類は同様のトーナライトとカリ長石を含む花崗閃緑岩が主体をなすバソリス規模の岩体

からなり舞鶴花こう岩と呼ばれている。朝来町地域のトーナライトは中粒～粗粒で構成鉱物は主として石英・斜長石・黒雲母・角閃石・緑泥石からなり、カリ長石はほとんど含まれない。主として中位のスラストシートに産し、石英閃緑岩同様斑れい岩やドレライトに岩床状に貫入しているものと思われる。一般に変形の程度は弱く、石英に波動消光がみられる程度で塊状～弱い片麻状構造を示すものが多い。全体としてカタクラシックな変形を示している。しかし、中には片状角閃岩と同程度の変形変成作用をうけて斜長石や角閃石が著しく伸長した組織を示すものがあるが量的にはかなり少ない。このようなものは塊状のトーナライトより形成時期の古いものである可能性がある。

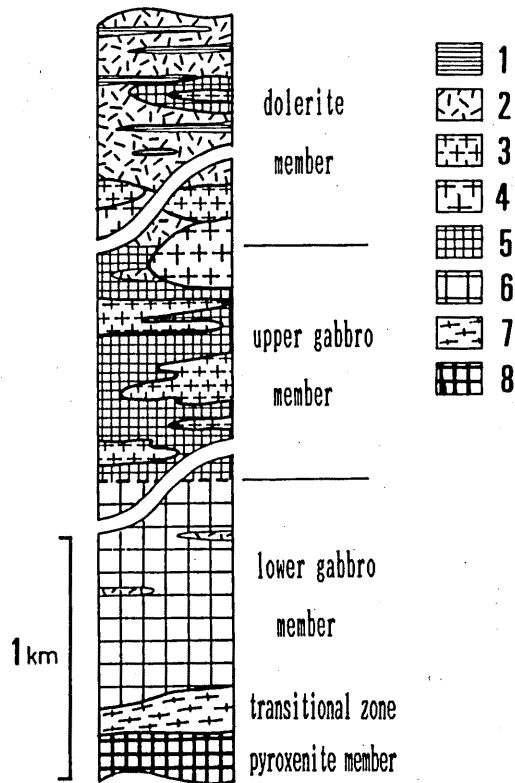


Fig. 17. Idealized columnar section of initial volcano-plutonic piles of the Yakuno rocks in the Asako-cho district.

1: mudstone closely associated with dolerite member, 2: basalt and dolerite, 3: tonalite, 4: quartzdiorite, 5: gabbro of the Upper gabbro member, 6: gabbro of the Lower gabbro member, 7: transitional series rocks between ultramafic rocks and gabbro, 8: ultramafic rocks.

(f) ドレライト

ドレライトは主として上位のスラストシートに産する。また、中位のスラストシートの比較

の上部に分布する片状角閃岩の一部はドレイイトに由来するものと考えられる。上位のスラストシートはドレイイトはオフィチックな組織が良く保存されており、単斜輝石も多く残留している。泥岩と接する付近などでは細粒なものも多く、それらは玄武岩熔岩と明瞭には区別できず、したがって貫入の形態も明らかでない。

#### (g) 玄武岩

玄武岩は、上位のスラストシートの上端部近くに少量分布するにすぎない。多くは塊状熔岩と思われる。これまでのところ枕状熔岩の存在は確認していない。斑晶は比較的少なく、0.5mm程度の斜長石と単斜輝石からなっている。かんらん石・スピネルは確認していない。

#### (h) 凝灰岩

凝灰岩は細粒で全て結晶片岩化し、しばしばちりめんじわ褶曲を示すが、露頭や薄片の観察により堆積構造は比較的容易に認めることができる。凝灰岩には2種類のものが識別される。口田路に分布し、下位と中位のスラストシートの間には挟み込まれているものは塩基性凝灰岩と酸性凝灰岩の数cm～数10cmの互層からなり、さらに全体が厚さ数m～数10mの泥岩～凝灰質泥岩と互層している。中田路南方に分布し、中位のスラストシートの上端部に位置するものは主として塩基性凝灰岩からなり数cm～数10cmおきに厚さ数mm～数cmの泥質層を挟む。

### 2. 火成層序と変形・変成作用

#### (a) 火成層序

中・下部に位置する夜久野岩類に発達するレヤリング・岩相境界・片麻状構造の面は互いにほぼ平行している。そこで全体をこれらの面に垂直に下位から上位へと並べて柱状図として表現することができる (Fig. 17)。この図からわかるように全体を主要構成岩型にもとづいていくつかのメンバーに分けることができる。それらは下位から上位へ、パイロクシナイトメンバー・斑れい岩メンバー・ドレイイトメンバーと重なっている。パイロクシナイトメンバーと斑れい岩メンバーの間には遷移帯の層状岩体が位置している。斑れい岩メンバーはさらに下部と上部に細分される。下部は主として輝石を含む粗粒片麻状斑れい岩からなり、上部は主として輝石を含まない細粒～中粒の片麻状斑れい岩と斑れい岩に由来する片状角閃岩からなり、これに石英閃緑岩とトーナライトが貫入している。ドレイイトメンバーは主として細粒のドレイイトとこれに由来する片状角閃岩からなり、玄武岩や塩基性凝灰岩がともなわれる。またドレイイトメンバーの下部は石英閃緑岩・トーナライトに貫入されている。

これら夜久野岩類は3つのスラストシートとして *dismembering* をうけているため正確な厚さを見積もることはできないが単純に総計すると約3km強となる。Fig. 17に示された夜久野岩類の断面図は石英閃緑岩やトーナライトがやや多い点を除けば舞鶴帯東部地域の南帯の夜久野岩類について石渡 (1978) が報告した夜久野オフィオライトの火成層序の一部によく似ている。

#### (b) 変形構造

夜久野岩類の示す主要な変形構造は形成時期と分布の特徴から大きく2ステージ・2種類のものに分けることができる。第一ステージの変形作用は、パイロクシナイトメンバーと斑れい岩メンバーの最下部の残留輝石にみられる細粒再結晶粒の形成 (Fig. 18)、斑れい岩メンバーとドレイイトメンバー下部にみられる角閃石の形態および格子定向配列 (Fig. 19) による片麻状～片状構造の形成とに示されている。片麻状～片状構造は多くの場合レヤリングや岩相境

界に平行な面構造として発達している。変形作用はドレライトメンバーと斑れい岩メンバーの境界近くに最も強く集中し、ここに片状角閃岩を形成している。第一ステージの変形作用は石渡のいう海洋底変成作用にともなわれるものようであるが、このステージの変形作用は石英閃緑岩やトーナライトにはおよんでいない。先にも述べたように石英閃緑岩やトーナライトは斑れい岩やドレライトの顕著な第一ステージの変形構造を一部で明らかに切って貫入し、これらを捕獲岩として包有している。第一ステージの変形作用の造構論的意味が明らかにされる必要があるが、朝来町地域の石英閃緑岩とトーナライトは石渡のいう夜久野オフィオライトから除外されるべきものであるかもしれない。この問題は後に議論することにしてしよう。

第二ステージの変形構造は第一ステージの構造を切って発達する幅数cm～数mの剪断帯である。剪断帯はこの地域の全ての夜久野岩類に及んでいるが様々な方向に不均質に発達している。この剪断帯には石英やアクチノ閃石が再結晶し定向配列している。石英閃緑岩とトーナライトにみられる弱い片麻状構造は大部分第二ステージの変形構造とみなされよう。

(c) 角閃石の性質からみた変成作用

夜久野岩類に発達している片麻状構造は、かって変形・変成作用によって形成されたものではなく主としてマグマの流動によってできたものと考えられたものである。このため著しく片状となった角閃岩は河守変成岩と呼ばれ、斑れい岩やドレライトと区別されて、より古い基盤岩とみなされた。そして夜久野岩類の受けた変成作用としてはもっぱらプレーナイト・パンペ

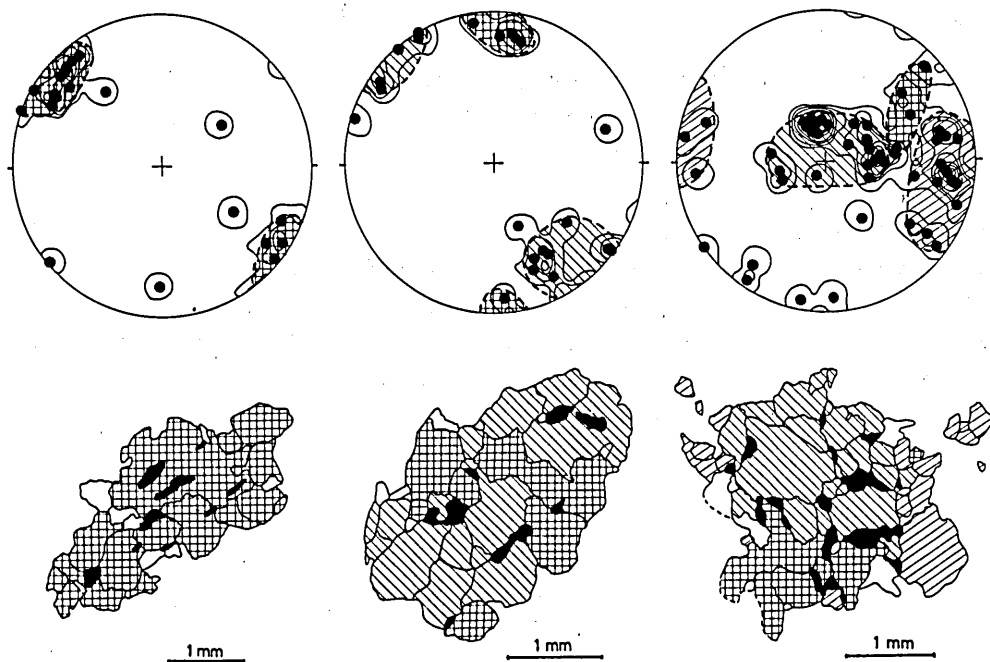


Fig. 18. Fabric diagrams for [010] of clinopyroxene grains in clinopyroxene pools of metagabbro obtained from the lowest part of the lower gabbro member.



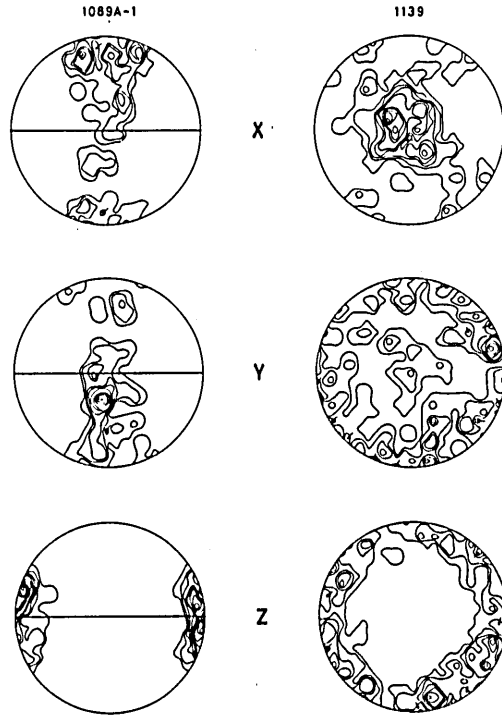


Fig. 19. Fabric diagrams for optic elasticity axes (X,Y,Z) of hornblends in amphibolites from the upper gabbro member (1089A-1) and dolerite member (1139), showing preferred lattice orientation.

リー石相程度の弱変成作用が三郡変成作用との関連で議論された (関, 1964; 猪木, 1967)。これに対して石渡 (1978), Ishiwatari (1985a,b) は, 夜久野岩類はオフィオライトであるが全体に高度の変成作用を受けており, 特に斑れい岩下部から超苦鉄質岩類にかけての部分は中圧グラニュライト相におよび, それらの主要構成鉱物の組合せは再平衡の結果を示していると考えた。そして河守変成岩の角閃岩は角閃岩相の変成作用をうけた夜久野岩類の変形集中域であり, また泥質岩源の片麻岩は夜久野オフィオライト上部にともなわれる泥質岩が周囲の夜久野岩類と一連の変成作用を受けて形成されたものと考えた。石渡によれば, この変成作用はオフィオライト層序の上部から下部に向けて変成度が顕著に上昇する性質を示し, 海洋底変成作用に帰せられるという。そして夜久野オフィオライトの下部が中圧グラニュライト相におよんでいることから, この海洋地殻は通常の海洋地殻よりかなり厚いものと考えられた。朝来町地域の夜久野岩類にみられる変成作用の解析結果は以下に示すように基本的に石渡の考えを支持するものである。

夜久野岩類には角閃石が普遍的に含まれているが, それらの多くは強い格子定向配列を示すことから変形再結晶作用によって形成されたものと考えられるので, ここではその組成変化から変成作用の性質について検討してみる。石英閃緑岩中の捕獲岩およびその貫入面近くの角閃

岩は熱変成作用による再結晶の結果、グラノプラスチックな組織を示すのでこの部分の角閃石はここでの検討には使用しない。Table 4 に角閃石の EPMA による分析結果を示す。なお角閃石を化学組成によって細分する場合の命名法は Leake (1978) に従っている。

Fig.20-a~cは斑れい岩メンバーに属する代表的な3種類の岩石の薄片のスケッチである。aは下部斑れい岩メンバーの下部に位置する含輝石斑れい岩、bは下部斑れい岩メンバーの上部に位置する片麻状斑れい岩、cは上部斑れい岩メンバーの中部に位置する片状角閃岩からそれぞれ採集したものである。含輝石斑れい岩は粗粒な褐色のパーガス閃石質ホルンブレンドと単斜輝石がシャープな境界面で接し、粒状の単斜輝石が角閃石に包み込まれているのが観察される。おそらく角閃岩と単斜輝石は平衡に存在していたものと思われる。最外縁部にはアクチノ閃石が形成されている。片麻状斑れい岩には粗粒な角閃石の周囲を細粒で伸長性の著しい角閃石が取り囲む組織が観察される。粗粒な角閃石の核部は微細な包有物を多く含む緑褐色のチェルマーク閃石質ホルンブレンドやマグネシオ-ヘスチング閃石質ホルンブレンドであり、

Table 4. Chemical compositions\*\* of representative amphiboles from the Yakuno rocks in the Asako-cho district.

(wt%)

Sample	Dolerite member				Upper Gabbro member			
	1 054E	2 0294-4	3 0255C-2	4 0321-5	5 1139-1	6 1046-3	7 0265-6	8 0162A-5
SiO <sub>2</sub>	50.71	49.76	46.27	48.78	48.29	47.21	44.05	45.75
TiO <sub>2</sub>	0.16	0.29	0.36	0.63	0.94	1.08	1.05	1.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.13	5.40	6.44	7.32	7.78	8.59	10.90	9.37
FeO*	15.20	16.16	16.22	14.43	13.43	15.43	18.56	16.69
MnO	0.38	0.49	0.56	0.46	0.35	0.49	0.43	0.44
MgO	13.68	14.28	12.63	13.90	13.81	12.56	9.90	10.23
CaO	12.49	10.20	12.63	10.94	12.08	11.42	10.90	11.69
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.32	0.75	1.02	1.03	1.30	0.97	1.26
K <sub>2</sub> O	0.08	0.08	—	0.18	0.09	0.14	0.43	0.53
Total	96.08	96.98	95.87	97.66	97.80	98.22	97.19	97.23

(Number of cations on the basis of 23 oxygens)

Si	7.560	7.336	7.020	7.126	7.036	6.922	6.644	6.849
Ti	0.017	0.032	0.041	0.070	0.103	0.120	0.119	0.143
Al	0.551	0.938	1.152	1.260	1.336	1.485	1.938	1.654
Fe	1.895	1.992	2.058	1.763	1.636	1.892	2.341	2.089
Mn	0.048	0.062	0.071	0.056	0.044	0.060	0.055	0.055
Mg	3.038	3.137	2.856	3.025	3.000	2.744	2.226	2.283
Ca	1.996	1.612	2.053	1.713	1.886	1.794	1.762	1.875
Na	0.071	0.092	0.222	0.290	0.291	0.369	0.284	0.367
K	0.016	0.016	—	0.034	0.016	0.027	0.082	0.101
Total	15.191	15.217	15.474	15.337	15.347	15.414	15.451	15.415

Sample	Lower Gabbro member				Transitional - Pyroxenite member			
	9	10	11	12	13	14	15	16
	071907	071906	042408-2	042104	042407-3	042407A	3A-1	5B-1
SiO <sub>2</sub>	42.00	48.88	42.92	42.49	40.33	40.79	42.52	42.82
TiO <sub>2</sub>	2.48	0.21	1.82	2.38	2.87	3.76	1.76	2.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.56	6.97	12.83	12.54	14.52	14.77	12.54	11.98
FeO*	13.98	9.19	11.53	11.11	9.93	9.35	9.88	11.33
MnO	0.28	0.29	0.25	—	0.22	0.16	0.22	0.29
MgO	11.79	16.55	16.05	13.43	13.95	14.01	14.26	14.69
CaO	12.18	12.70	10.02	11.81	11.83	11.52	12.01	11.66
Na <sub>2</sub> O	2.09	1.14	1.53	2.14	3.14	3.23	2.46	2.38
K <sub>2</sub> O	0.43	0.07	0.26	0.32	0.20	0.04	0.23	0.16
total	96.79	96.00	97.21	99.11	96.99	97.65	95.88	97.38
(Number of cations on the basis of 23 oxygens)								
Si	6.312	7.126	6.271	6.306	5.954	5.949	6.311	6.295
Ti	0.280	0.023	0.200	0.266	0.319	0.413	0.197	0.229
Al	2.049	1.198	2.209	2.194	2.527	2.539	2.193	2.075
Fe	1.757	1.120	1.408	1.379	1.227	1.141	1.226	1.393
Mn	0.036	0.036	0.031	—	0.028	0.020	0.027	0.036
Mg	2.642	3.596	3.494	2.970	3.070	3.046	3.155	3.218
Ca	1.962	1.985	1.569	1.878	1.871	1.801	1.910	1.837
Na	0.609	0.324	0.434	0.617	0.898	0.913	0.709	0.680
K	0.082	0.013	0.049	0.060	0.037	0.008	0.043	0.030
Total	15.729	15.420	15.666	15.665	15.931	15.829	15.771	15.793

\*\* : EPMA Analysis (Analyst : Y. Hayasaka)

FeO\* : Total Fe as FeO

1: actinolitic hornblende; 2, 3, 4, 5, 6, 8 and 10: magnesio-hornblende; 7: tschermakitic hornblende; 9: ferroan pargasitic hornblende; 11, 16: tschermakite; 12, 15: pargasitic hornblende; 13: magnesio-hastingsite; 14: pargasite

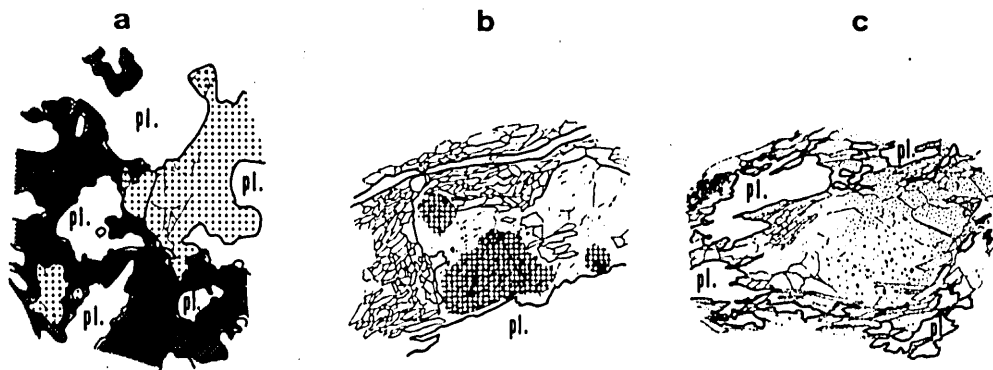


Fig. 20. Diagram showing typical textures of amphiboles of three metagabbros obtained from the lower part of the Lower gabbro member(a), from the upper part of the Lower gabbro member(b) and from the upper part of the Upper gabbro member(c). scale bar=1mm. See text.

粗粒な角閃石のマントル部とその外側の細粒な角閃石は包有物を含まない淡緑色のマグネシオホルンブレンドである。おそらく最初に輝石が緑褐色ホルンブレンドに変わり、次にやや温度が低下したところで片麻状構造の形成とともに淡緑色ホルンブレンドが形成されたのであろう。問題は Fig. 20-c に示される上部斑れい岩メンバー上部の片状角閃岩にみられる角閃石の成因である。この部分の片状角閃岩にはしばしば片麻状斑れい岩 (Fig. 20-b) にみられるのと同じような粗粒な角閃石を細粒で伸長性の著しい角閃石が定向配列して取り囲んでいる組織が観察される。この粗粒角閃石は核部が微細な包有物を多く含む無色のアクチノ閃石〜アクチノ閃石質ホルンブレンドからなり、マントルとその外側の細粒角閃石は包有物を含まない緑色のマグネシオホルンブレンドである。変成岩に含まれるこのような累帯構造を示す角閃石は、これまでしばしば、核部のアクチノ閃石が最初に低度の変成作用によって形成され、その後変成度が上昇し角閃岩相の変成作用を受けてマントル部のホルンブレンドが形成されたと

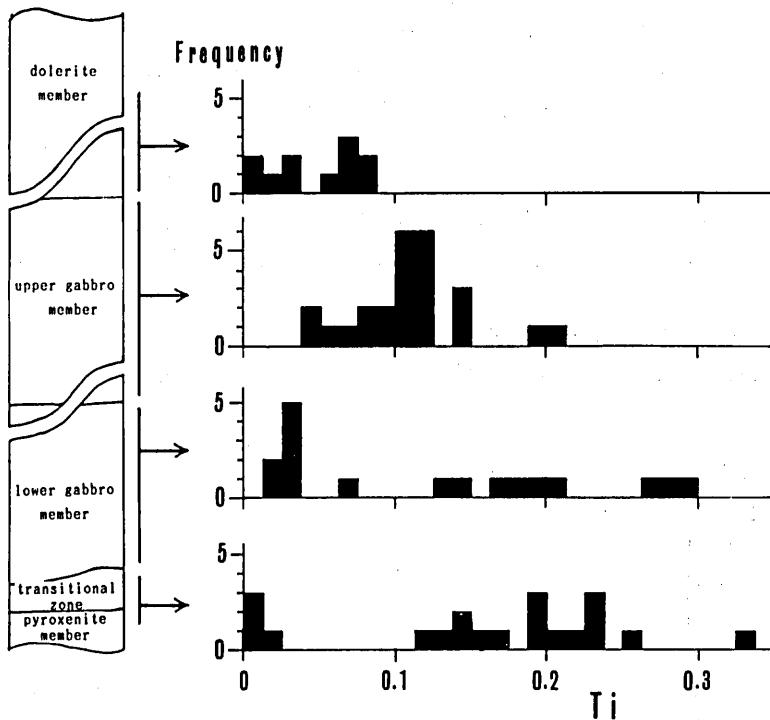


Fig. 21. Diagram showing the relationship between the volcano-plutonic stratigraphy of the Yakuno rocks and the Ti contents of metamorphic amphiboles in them.

説明されてきた (e.g. Graham, 1974; Grapes, 1974; Hamlyn, 1980). このような累進変成作用は終始温度の低下する環境にある海洋地殻にあっては実現不可能であろう。それではこの片状角閃岩は海洋地殻が一度冷却された後別の変成帯に巻き込まれ、高度の変成作用を受けて形成されたのであろうか。宮下 (1982) は日高変成帯西帯の塊状角閃岩に同じような累帯構造を示す角閃石を報告し、そのようなものは微細領域の組成の不均一性に起因してアクチノ閃石と

ホルンブレンドが一度に形成されうると考えた。すなわち輝石の周囲にホルンブレンドが形成され、核部は微小領域に超苦鉄質部がとり残されるのでアクチノ閃石やトレモラ閃石になりやすい。強い変形作用が起こる環境にあって角閃岩相に達するような高度の変成作用を受ける時微細な結晶粒として存在していたアクチノ閃石が残存するとは考えにくい。朝来町地域の片状角閃岩の角閃石も宮下が考えたような機構によって形成されたのであろう。

このほかパイロクシナイトメンバーには粒状のパーガス閃石やマグネシオ-ヘスティング閃石、および不規則な形状のアクチノ閃石・トレモラ閃石が含まれ、またドレイトメンバーに産する塩基性凝灰岩源の結晶片岩や原岩の組織を完全に残しているドレイト・玄武岩にも微細なアクチノ閃石やアクチノ閃石質ホルンブレンドが形成されている。Fig. 21はこれらすべての角閃石のTi含有量を夜久野岩類の火成層序に沿って各メンバー毎にヒストグラムに表現したものである。変成角閃石のTi含有量の最大値は変成度の上昇とともに増加する傾向のあることが知られている (Raase, 1974)。Fig. 21から夜久野岩類に含まれる角閃石を形成した変成作用は火成層序の上位から下位へむけて変成度の上昇するような性質のものであったことがわかる。その変成度はドレイトメンバーが緑色片岩相-角閃岩相遷移相、上部斑れい岩メンバーが低度角閃岩相-高度角閃岩相、下部斑れい岩メンバーからパイロクシナイトメンバーにかけての部分が高角度角閃岩相-ホルンブレンド・グラニュライト相程度とそれぞれみつめられる。斑れい岩メンバーの最下部からパイロクシナイトメンバーにかけての部分でグラニュライト相に達していることは、この部分に含まれる単斜輝石が安定に細粒再結晶粒へ変化していること、そしてこのような単斜輝石に最大で7w%近くの $Al_2O_3$ が含まれることとも調和的である。

ドレイトメンバーには泥質岩が頻繁に狭まれ、斑れい岩メンバーの最上部にもまれに泥質岩源のザクロ石・黒雲母片岩-細粒片麻岩が産する。これらの泥質岩に含まれる変質ザクロ石

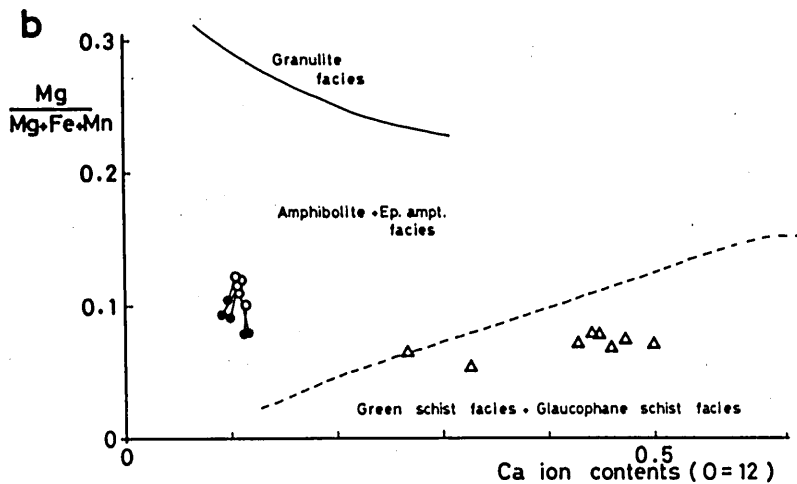


Fig. 22. Chemical composition of garnets in pelitic rocks closely associated with the lower part of the Dolerite member, which is plotted on Karakida(1974)'s diagram. circle: cuhedral garnet (open circles: core, solid circles: rim), triangles: anhedral garnet.

の組成も周囲のドレライトや片状角閃岩の変成度と調和的である (Fig. 22)。

石英閃緑岩やトーナライトには自形の粗粒な角閃石が含まれるがその Ti 含有量は層序的位置に関わらず 0.15~0.2 の範囲で一定している。これは火成段階の組成をかなり保持しているものと考えられる。またこれらの岩石の貫入による熱変成作用の結果、再結晶しグラノブラスチックな組織を示すようになったと考えられる周囲の角閃岩の粒状角閃石は、通常の片状角閃岩のものより明らかに Ti 含有量が増加している。

Fig. 21 に示されるように Ti 含有量の極めて少ない角閃石が石英閃緑岩やトーナライトも含めてどのメンバーの岩石にも認められる。これは主としてアクチノ閃石の分析値を示しているが、アクチノ閃石は第二ステージの変形構造である幅の狭い剪断帯に普遍的に出現する。同様の剪断帯とそれに随伴するアクチノ閃石は朝来町地域の西隣に位置する明延地域において宍戸ら (1975) によっても記載され、夜久野岩類がその本体から切り離され、舞鶴層群中にもたらされる過程で形成されたものと考えられた。実際にはこのような事象に対応して、剪断帯に限らず夜久野岩類全体に後退変成作用が起こり、少量のアクチノ閃石が形成されたものと考えられる。そして最終的には舞鶴層群とともにブドウ石パンペリー石相程度の弱い変成作用をうけた (関, 1964; 猪木, 1967)。

### 3. 夜久野岩類の起源

以上に述べたように、夜久野岩類は、超苦鉄質岩類から玄武岩に至るその火成層序に調和的な変成作用を受けたものと、その変成作用の後新しく貫入した石英閃緑岩・トーナライトを主とするものとの 2 つの岩石群からなっている。ここではかりに前者を第一期の夜久野岩類、後者を第二期の夜久野岩類と呼ぶことにする。第一期のものは、その岩石学的性質や変成作用の性格は石渡の考える夜久野オフィオライトに等しい。第二期のものはこれとは異なるものであると考える。いずれにしてもこれらはかつての大陸縁から海洋にかけての地域において生成されたものであろう。現在の地球上でこういった地域に産する火成岩は、生成場のテクトニックな枠組みの中で Table 5 に示されるようないくつかのグループに分けられる。そこで全岩組成と単斜輝石の化学組成から夜久野岩類とこれらのグループとの比較を試みてみよう。夜久野オフィオライトの初生的な厚さは通常の海洋地殻よりもかなり厚かったと考えられる (Ishiwatari, 1985a)。太平洋には顕著な海台 (ヘス海膨・シャッキイ海膨・マニヒキ海台・オントンジャワ海台) や非震性海嶺 (ハワイ-天皇海山列・ライン海山列など) が存在し、これらは 10~30km のかなり厚い地殻を有しているらしい (Nur and Ben-Avraham, 1982 参照)。また大西洋中央海嶺上に位置するアイスランドも 15km 程度の地殻を有し (Oskarsson *et al.*, 1982)、そこには中性~酸性の火山岩が比較的多く産する。夜久野岩類の起源を考えるうえで特にこれらの地域の岩石との比較が有効であるかもしれない。

#### (a) 全岩組成

夜久野岩類の全岩組成については Igi (1973)、猪木 (1976)、通産省 (1980) によって舞鶴帯ほぼ全域のものについて公表されているが、中性~酸性岩類についての資料は少ないので、朝来町地域の石英閃緑岩とトーナライトの 6 個の試料について EPMA による分析をおこなった (Table 6)。これらの資料を Miyashiro (1975) の Na/K—(Na+K) 図にプロットした結果は、かなりのアルカリ元素の移動を示唆するものであった。そこでここでは Miyashiro (1975) の FeO\*/MgO 値と TiO<sub>2</sub>・FeO\*・SiO<sub>2</sub> の関係を見る図によって検討することにしよう。

Table 5. Classification of volcanic rocks based on tectono-volcanologic settings in ocean regions.

Tectonic setting		Major rock type	Characteristics	Exsamples	
Spreading Center	Mid Ocean Ridge (MOR)	N-type MORB (ol,Th>>Th)	most abundant, depleted in incompatible elements and light REE. <sup>1)2)</sup> $^{87}r/^{86}Sr=0.7023 \sim 0.7029$	most of MORs	
		T-type MORB (ol,Th>Th)	transitional between N-type and T-type <sup>1)2)</sup>	FAMOUS area MAR Leykjanes ridge	
		E(P)-type MORB Th>ol,Th,Alk their evolved	erupted at hot-spot fixed MOR or fracture zones, enriched in incompatible elements and light REE. <sup>1)2)3)</sup> $^{87}r/^{86}Sr>0.7030$	Iceland 45°N MAR	
Back-Arc Basin (BA)	MORB-type Th (ol,Th>Th)	indistinguishable from MORB by its major element chemistry, some of them are transitional between MORB and IATH. <sup>4)5)</sup> $^{87}r/^{86}Sr>0.7028$	Shikoku-Parece Vela basin Mariana trough		
Intra Plate	Ocean Plateau (OP)	ocean plateau Th (OPTh),Trachyte?	distinguishable from MORB by its lesser Ti content (?) <sup>6)7)</sup> $^{87}r/^{86}Sr=0.7037$	Ontong-Java, Manihiki plateau Hess rise	
	Ocean Island (OI)	Hot-spot origin	ol,Th>Th >> Alk >evolved Alk	geochemically resemble the E-type MORB, but evolved tholeiitic rocks are absent. <sup>8)9)</sup> $^{87}r/^{86}Sr=0.703\sim 0.705$	Hawaii-Emperor - Chain seamounts
		non Hot-spot origin	Alk>high-alkali Th(Ocean Island Th)>evolved Alk	made up mainly of alkaline rocks and subordinate high-alkali Th. <sup>10)</sup> $^{87}r/^{86}Sr=0.7034\sim 0.7058$	Line islands Samoa islands Tahiti island
	Island-Arc (IA) (Intra Oceanic)	IATH, CA, boninite	intermediate to acidic rocks predominate in mature Island-Arc <sup>4)5)</sup> $^{87}r/^{86}Sr>0.7033$	Izu-Mariana arc Aleutian arc	

MORB: Mid-Ocean Ridge basalt      REE: Rare Earth elements      Alk: Alkaline series rocks

MAR: Mid-Atlantic ridge      ol: olivine

Th: Tholeiite

CA: Calc-Alkaline series rocks

- 1): Sun et al. (1979)      2): Wood et al. (1979)      3): Oskarsson et al. (1982)  
 4): Wood et al. (1980)      5): Matsuda (1983)      6): Tokuyama & Batiza (1981)  
 7): Fujii et al. (1981)      8): Lanphere et al. (1980)      9): Jackson et al. (1976)  
 10): Hedge (1978)

Table 6. EPMA analyses\*\* of major element-chemistry of intermediate to acidic rocks of the Yakuno rocks in the Asako-cho district.

(wt%)						
Sample	1 Qd-2	2 YD-4	3 YD-10	4 YD-0271	5 Qd-1185	6 Qd-91128
SiO <sub>2</sub>	65.74	52.89	53.12	52.88	72.57	71.16
TiO <sub>2</sub>	0.46	1.27	0.76	0.97	0.49	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.03	15.34	15.11	18.25	14.08	15.37
FeO*	5.84	10.77	10.53	8.55	2.94	4.99
MnO	0.41	0.54	0.53	0.47	0.34	0.38
MgO	2.84	4.08	8.30	4.97	1.19	2.58
CaO	3.13	13.35	8.44	7.98	3.02	1.05
Na <sub>2</sub> O	4.04	1.54	3.71	2.66	2.87	3.29
K <sub>2</sub> O	1.00	0.14	0.47	1.44	0.67	1.44
total	99.49	99.92	100.97	98.17	98.17	100.66

\*\* : Analyst : Y. Hayasaka  
FeO\* : Total Fe as FeO

- 1 : massive quartzdiorite
- 2 : massive diorite
- 3 : massive diorite
- 4 : massive diorite

う。なおMiyashiroの図はもともと火山岩の組成について検討するべく提唱されたものであるがあえて採用した。Fig. 23は、Miyashiroの図に大西洋中央海嶺のN-type MORB (leg 46) とガラパゴス海嶺のN-type MORB (leg 70)、アイスランドのソレイト系火山岩 (E-type MORB)、海洋底の斑れい岩 (インド洋・大西洋中央海嶺・leg 37)、深海海台ソレイト (ナウル海盆) の組成範囲を示したものである。Tokuyama and Batiza (1981) によって提唱された深海海台ソレイトは、主としてナウル海盆の深海掘削 (leg 61) の結果から、同一のFeO\*/MgOで比較した場合にN-type MORBよりもTiO<sub>2</sub>の含有量が少ないことが1つの特徴とされているが、同じようにTiO<sub>2</sub>量の少ないソレイトはガラパゴスリフトのMORBの掘削 (leg 70) から得られており (Schrader and Stow, 1983)、それらはTiO<sub>2</sub>の含有量からは区別できない (Fig. 23-a)。しかし、ヘス海膨の掘削 (leg 62) からは基盤の最上部にアルカリ玄武岩や粗面岩が得られており (Seifert *et al.*, 1981)、今のところ海台を特徴づけるものとしてこのようなアルカリ岩の存在が考えられる。

Fig. 24-a, b, cはMiyashiroの図に、これまでに公表されてきたものと著者の分析結果を合わせて、夜久野岩類の化学組成をプロットしたものである。どの図においても斑れい岩と玄武岩は全て同じような分化傾向を示し、一方、石英閃緑岩・トーナライト・花崗閃緑岩などは、その一部は斑れい岩・玄武岩と同じ傾向を示しているが大多数は明瞭に異なる分化傾向を示している。すなわち、2つの分化傾向が認められ、朝来町地域の第一期の夜久野岩類に相当する斑れい岩・玄武岩と第二期の夜久野岩類に相当する中性～酸性岩の大部分のものは全く異なる分化傾向を示すということが出来る。そしてこれらの図から第一期の夜久野岩類の大多数はMORBや深海海台ソレイトの組成領域にあり、分化の進んだものはアイスランドのソレア



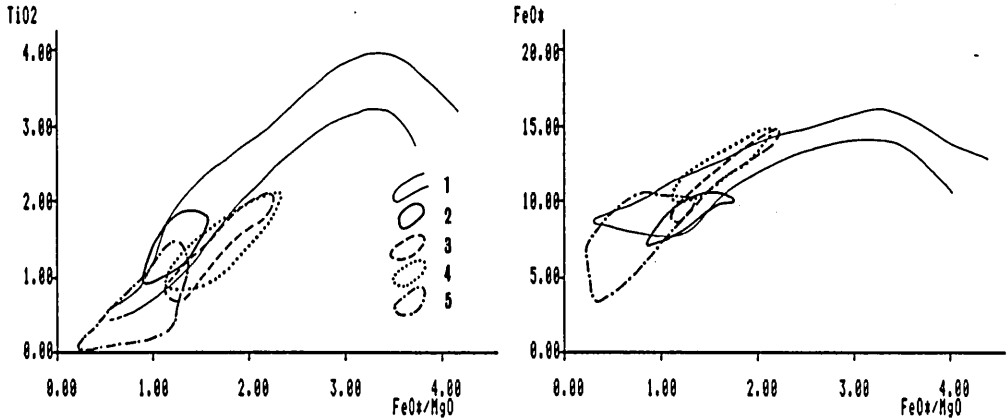


Fig. 23. Diagram showing compositional ranges of gabbros and volcanic rocks from ocean region.

1: tholeiitic series rocks of Iceland [data from Jakobsson *et al.*(1978), Jakobsson(1979) and Wood(1978)], 2: N-type MORB of 23°N Mid Atlantic Ridge [data from Sato(1979) and Dungan(1979)], 3: N-type MORB of Galapagos spreading center [data from Schrader and Stow(1983)], 4: ocean plateau tholeiite of Nauru Basin [data from Tokuyama and Batiza(1981)], 5: ocean floor gabbro [data from Engel and Fisher(1975)] and Aumento *et al.*(1977).

イトの分化傾向に一致していることがわかる。一方、第二期の夜久野岩類はおそらくカルクアルカリ岩に属するものであり、島弧の火山活動に関連して形成されたものに比較される特徴をもつということが出来るかもしれない。

Ishiwatari (1985a) は、夜久野オフィオライトにともなわれる中性～酸性岩をオフィオライトの分化の産物としてとらえ大洋地域に産する斜長石花こう岩 (Coleman and Peterman, 1975) に起源を求めた。N-type MORBの分化岩としては鉄質玄武岩と斜長石花こう岩が知られているが、石英閃緑岩や安山岩などの中性岩 (55-65wt%SiO<sub>2</sub>) は僅かのもの (Byerly, *et al.*, 1976; Aument, 1969など) が知られているに過ぎず、これらとMORBや海洋底の斑れい岩をあわせたものはSiO<sub>2</sub>量についてバイモーダルな産出量を示す。このことを説明するために Dixon and Rutherford (1979) は液体不混和による成因を仮定し、MORBの溶融実験から低圧の条件下で液体不混和を実現し、シリカに富んだガラスを作り出した。このような仮定が正しいか否かは別にしても、このとき得られたシリカに富むガラスはMORBにともなわれる斜長石花こう岩の性質によく似たものであり、その一般的な特徴は中性のものがなく (65%<), FeO\*/MgO値が高く (5<), 岩石全体に対する生成量が極めて少ないというものであった。これらの点は第二期の夜久野岩類の性質とは合致しない。一方、同じ溶融実験において全圧とPH<sub>2</sub>Oを上げた場合には不混和は起こらなかった。この場合には結晶分化により中性から酸性までの連続的な分化物が得られるであろう。アイスランドの第三紀の火山岩にはアイスランド岩と呼ばれる中性のものや流紋岩などの酸性岩が比較的まとまって産出することが知られてい

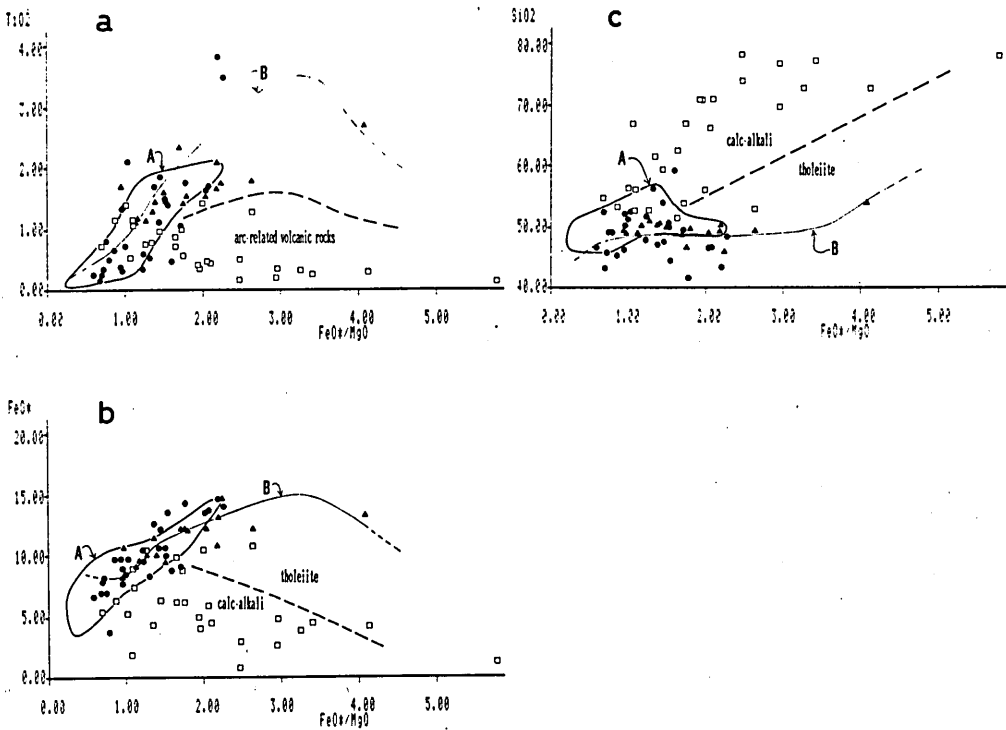


Fig. 24. Diagram showing chemical compositions of basalts (solid triangles), metagabbros (solid circles) and quartz-diorites, tonalites and granodiorites (open squares) of the Yakuno rocks. A: compositional field of oceanic gabbros and N-type MORB; B: diferentiation tred of tholeiitic series rocks of Iceland (See Fig. 23). Broken lines are from Miyashiro(1973). Data of the Yakuno rocks are from Igi(1973, 1976), Ministry of International Trade and Industry(1980) and this work (given in Table 6).

る (Wood, 1978)。しかし、これらの岩石はFig. 23におけるアイスランドのソレアイト岩型の分化傾向の延長上に位置しており、 $TiO_2$ に富み、 $FeO^*/MgO$ 値が大きいという特徴を示し、この点でやはり第二期の夜久野岩類の性質と異なっている。朝来町地域夜久野岩類のなかで中性～酸性岩の露出面積は全体の30%に達する。朝来町地域の夜久野岩類には夜久野オフィオライトのなかの玄武岩と超苦鉄質岩の大部分が欠如しているので中性～酸性岩の割合は元来もっと小さかったものと思われる。しかし、舞鶴帯北帯の夜久野岩類の主要構成岩相は酸性岩であり、また著者の判断によれば塩基性岩類が主要な岩型をなす地域においても、よく調査された所ではかなりの量比で中性～酸性岩が発見されているので、全夜久野岩類の中で中性～酸性岩のしめる割合は海洋地殻について予想される量よりはるかに大きいようである。これらを第一期の夜久野岩類に含め、予想される深海ソレアイト的な始原マグマの結晶分化の産物として説明するためには、それに見合った膨大な量のマグマと超苦鉄質沈積岩を想定しなければなら

ない。その結果は、もはや“異常に厚い海洋地殻”の域を超えたものになるであろう。

以上の議論から、第二期の夜久野岩類は大洋地域の斜長花こう岩の類ではなく、島弧における火成作用の産物であると考えられる。第二期の夜久野岩類は石渡のいう夜久野オフィオライトとは区別して考えなければならないであろう。

#### (b) 単斜輝石の組成

第一期の夜久野岩類は全岩組成からは MORB や深海海台玄武岩の活動に関連したものと予想される。しかしながら一口に MORB といってもテクトニックな枠組みには多様なものがあり (Sun, *et al.*, 1979; Wood, *et al.*, 1979; 1980 参照), それらは主要元素からは区別しにくい。そこで、Table 5 に示した海洋地域の様々な岩石に含まれる単斜輝石の組成を整理し、夜久野岩類のものと比較することを試みた。単斜輝石の化学組成から緑色岩の岩型を推定することは、ほとんどの場合アルカリ岩系列とソレライト系列を区別する目的でなされており、すでに西村ら (1977) は丸山 (1976) の図を使用し、舞鶴帯と中国帯の中帯に分布する緑色岩はソレライト岩型のものであろうと推定している。もし可能ならそれがどのようなテクトニックな枠組みで生成されたソレライトであるのかが識別できることが望ましい。この10年の間に海洋地域について膨大な資料が蓄積されているので、このような作業は現在可能であるかもしれない。Fig. 25はそのための1つの試みを示している。このような図にプロットする場合、全ての単斜輝石を用いたのではほとんどの領域が重なってしまうので適当な条件を設けて資料を選択しなければならない。丸山 (1976) は、Ca に富む単斜輝石で  $Fe/(Fe+Mg) < 0.25$  のものについて Al-Si 図, Ti-Al 図を作成した。しかし、斑晶輝石の主要な部分がこの条件を満足しないようなものからなっている岩石群もある。Fig. 25には Ca に富む単斜輝石で分析試料の記載において斑晶および微斑晶と明記されているもののみを用い、石基を構成しているもの、急冷された形態を示すもの、オフィチックな組織を示すもの、グロメロ斑晶質なもの、およびこれらの点について記載の不十分なものは使用しなかった。以上の条件を満足する分析値はこれまで収集した分析値の2割程度に過ぎないが、ほとんどすべての地域の玄武岩質岩石にまんべんなくふくまれている。ただし N-type MORB においては輝石の斑晶の割合はかなり少ない。斑晶の組成はマグマの組成とそのマグマが通過してきた場のテクトニックな環境を反映したものとなるであろう。資料の編集はいまのところ特に背弧盆のものについて不十分であるが、いくつかの生成場のものについてはこの図から識別可能であることが予想される。ここで用いた資料から微斑晶の分析値を除き、斑晶の核部の分析値のみを使用すれば互いの分離はもう少し改善されるかもしれない。

Fig. 26は Fig. 25をまとめたものに朝来町地域の資料 (Table 7) と猪木 (1976) による明延地域の玄武岩の斑晶の分析値をあわせてプロットしたものである。Fig. 26から第一期夜久野岩類の斑晶単斜輝石の多くのは、N-type, T-type MORB や深海海台ソレライトの領域にプロットされるが、いくつかのものは海洋島 (ハワイ・アイスランドを含む) のソレライトの領域にプロットされることがわかる。総じて夜久野岩類の斑晶単斜輝石の組成領域は、MORB のトレンドにありながら N-type MORB の組成領域よりも分化の進んだ傾向を示し、E-type MORB としてのアイスランドのソレライトの斑晶単斜輝石の組成領域 (Fig. 25-b 参照) に近づいているようである。このことから第一期夜久野岩類の生成場としては E-type MORB あるいは T-type MORB の生成場と類縁があるのではないかと思われる。小出 (1982)

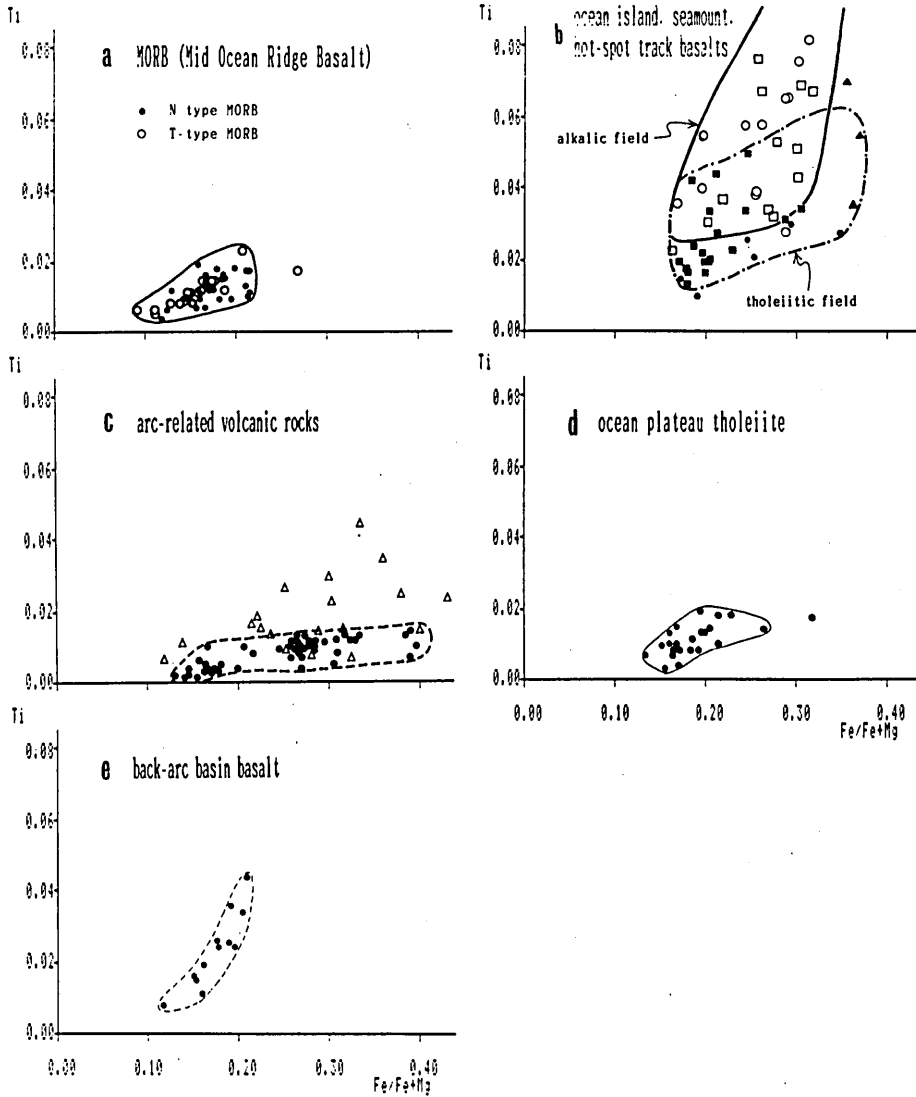


Fig. 25. Diagram showing compositional ranges of Ti contents (based on six oxygens) of Ca-rich phenocryst clinopyroxenes in basic to intermediate volcanic rocks from various tectonic settings in ocean region.

a: MORB tholeiite, b: ocean island basalt [Hawaii - Emperor chain (open squares: alkali basalt; solid squares: tholeiitic series basalt), Iceland (open circles: alkali basalt; solid circles: tholeiitic series basalt), ocean island tholeiite (solid triangles: Line-Islands)], c: tholeiitic and calc-alkaline series rocks of intra-oceanic island-arc (solid circles: Izu-Mariana arc; open triangles: Aleutian arc), d: ocean plateau tholeiite, e: back-arc basin tholeiite, Data sources are listed in Appendix I.

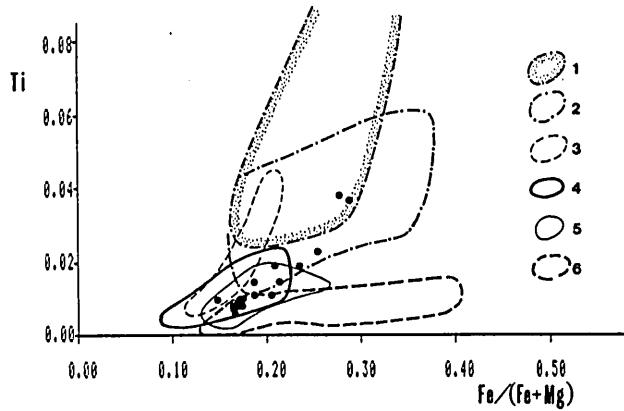


Fig. 26. Diagram showing compositional fields of Ca-rich phenocryst clinopyroxene in basic to intermediate volcanic rocks compiled from Fig. 25 and plotting composition data for those of the Yakuno rocks [data from Igi(1976) and this work].

1: ocean island alkali basalt, 2: tholeiitic series rocks of ocean island, 3: back-arc basin tholeiite, 4: N-type and T-type MORB tholeiite, 5: ocean plateau tholeiite, 6: immature arc-related volcanic rocks.

Table 7. Chemical compositions\*\* of representative clinopyroxene phenocrysts from basalt lavas of the Yakuno rocks in the Asako-cho district.

(wt%)

Sample	1 054A core	2 054A rim	3 054B core	4 054B rim	5 054C core	6 054C rim	7 0040107A core	8 0040107B core
SiO <sub>2</sub>	52.22	52.97	52.70	52.65	53.82	52.68	52.30	51.50
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.27	0.33	0.37	0.28	0.40	0.67	1.37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.30	2.45	2.82	3.27	2.05	2.96	3.26	3.89
FeO*	6.21	6.01	6.01	6.22	6.11	6.78	7.96	10.60
MnO	0.35	0.31	0.32	0.22	0.31	0.30	0.20	0.31
MgO	17.26	16.79	16.28	16.40	17.22	16.37	16.77	15.40
CaO	20.50	21.70	21.47	21.07	21.06	20.68	18.07	16.90
Na <sub>2</sub> O	0.23	0.24	0.24	0.25	0.21	0.25	0.22	0.24
total	99.30	100.74	100.17	100.45	101.06	100.42	99.45	100.21

(Number of cations on the basis of 6 oxgens)

Si	1.931	1.932	1.932	1.923	1.951	1.928	1.928	1.903
Ti	0.006	0.007	0.009	0.010	0.008	0.011	0.019	0.038
Al	0.100	0.105	0.122	0.141	0.088	0.128	0.142	0.169
Fe	0.192	0.183	0.184	0.190	0.185	0.208	0.245	0.328
Mn	0.011	0.010	0.010	0.007	0.010	0.009	0.006	0.010
Mg	0.951	0.913	0.890	0.893	0.931	0.893	0.922	0.848
Ca	0.812	0.848	0.843	0.824	0.818	0.811	0.714	0.669
Na	0.016	0.017	0.0170	0.018	0.015	0.018	0.016	0.017
Total	4.021	4.016	4.007	4.005	4.005	4.006	3.991	3.983

\*\* : EPMA Analyses (Analyst : Y. Hayasaka)

FeO\* : Total Fe as FeO

は夜久野岩類の斑れい岩と玄武岩の  $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{87}$  初生比について0.7032~0.7055の測定値を示したが、この値も E-type MORB (Sun *et al.*, 1979; Wood *et al.*, 1980参照) との類似性を示唆している。夜久野オフィオライトについてIshiwatari (1985) のいう中圧グラニュライトの変成作用を生じ得る“異常に厚い海洋地殻”もアイスランドの熱的、地震波的地殻構造 (Oskarsson *et al.*, 1982) と比較され得るものである。夜久野岩類からは今のところ典型的なアルカリ岩の存在は報告されていないが、アイスランドには産出する (Jakobsson, 1979)。しかし、その割合はアイスランドの岩石全体のなかではかなり少ないので夜久野岩類から見出されないのも不思議ではないかもしれない。

以上において夜久野岩類を形成せしめた火成作用の行われた場の性質について議論した。次章において第一期の夜久野岩類の形成場から第二期の夜久野岩類の形成場への転化がどのようにしてなされたのか、またその過程において他の地帯との関係はどのようなものであったのかについて考察する。

### E. その他の付加物質の起源

前節においては夜久野岩類の起源について検討した。中帯の古生層に伴われる玄武岩や塩基性火砕岩の主体はソレアイト岩型に属し (西村ら, 1977, 1981), 第一期の夜久野岩類 (夜久野オフィオライト) の上部を構成していたものと考えられるので、ここでは取り上げない。以下にはその他の地帯に含まれる緑色岩と層状チャートの起源について検討する。

#### 1. 緑色岩の起源

北帯の古生層に含まれる緑色岩は、石灰岩台地基底部のものはほとんどがアルカリ玄武岩であり、その周辺には一部にソレアイト岩系のものが含まれる (西村ら, 1977, 1979)。これらの緑色岩については、石灰岩とともに海山—石灰礁複合体をなしており、秋吉・帝釈—阿哲・青海とひと続きの海山列を構成していたとの考えが有力である (Kanmera and Nishi, 1983など)。石灰岩層群基底部の緑色岩はたかだか数100mの厚さのものに過ぎず、火山体の大部分は石灰礁が付加される時に沈み込んでしまったのであろう。帝釈—阿哲台地域の北方には変斑れい岩、超苦鉄質岩類の比較的大規模のものがまとまって分布している。このなかの足立地域の変斑れい岩は K-Ar 年代として343Maの値を示し (柴田ら, 1979), 北帯に属すると考えられている (柴田・西村, 1985; 原ら, 1985a)。この地域のオフィオライト質岩類は、岩石学的な性質からみた起源についてはよくわかっていないが、原ら (1985b) は、北帯の古生層が付加体として成長している時に沈み込んでいた海洋底の構成岩類に相当するものと考えた。

“三郡変成岩類”の中に含まれる緑色岩はアルカリ岩型に属するものとソレアイト岩型に属するものからなっている (西村ら, 1977, 1981)。ここで、先に報告した用瀬地域八東層の緑色岩の起源について、そこに含まれる斑晶単斜輝石の化学組成から推察してみる。その EPMA による分析結果を Table 8 に示す。Fig. 27はその値を  $\text{Ti-Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  図にプロットしたものである。この図から八東層の緑色岩は、ソレアイト岩型とアルカリ岩型からなっており、海洋島や E-type MORB の岩石に類縁性のあることが推察される。中国帯の丹波層群相当層には緑色岩はあまり含まれないが、丹波層群の II 型地層群には多量の緑色岩がともなわれ

Table 8. Chemical compositions\*\* and their standard deviations of clinopyroxene phenocrysts from basalt lavas of the Hatto formation in the Mochigase district.

(wt%)					
Sample	1 5104f, core	2 5104f, rim	3 5104g, core	4 5136AA, core	5 5136AB, core
SiO <sub>2</sub>	48.40 ± 0.78	48.35 ± 1.01	47.06 ± 0.43	50.99 ± 0.65	52.29 ± 0.58
TiO <sub>2</sub>	2.08 ± 0.25	2.00 ± 0.02	2.47 ± 0.05	0.76 ± 0.12	0.62 ± 0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.04 ± 0.45	6.78 ± 0.43	7.38 ± 0.52	3.58 ± 0.15	3.81 ± 0.25
FeO*	6.95 ± 0.33	6.69 ± 0.22	7.31 ± 0.13	9.27 ± 0.47	7.71 ± 0.34
MnO	0.03 ± 0.02	0.05 ± 0.02	0.02 ± 0.00	0.02 ± 0.02	0.02 ± 0.02
MgO	13.44 ± 0.51	13.51 ± 0.07	13.07 ± 0.28	16.34 ± 1.01	16.47 ± 0.78
CaO	22.14 ± 0.35	22.47 ± 0.01	22.52 ± 0.01	18.54 ± 0.70	19.08 ± 0.81
Na <sub>2</sub> O	0.59 ± 0.08	0.54 ± 0.04	0.57 ± 0.06	0.38 ± 0.16	0.28 ± 0.09
K <sub>2</sub> O	0.01 ± 0.01	0.01 ± 0.00	0.02 ± 0.01	0.00 ± 0.00	0.00 ± 0.00
Total	100.70	100.37	100.39	99.87	100.26
(Number of cations on the basis of 6 oxygens)					
Si	1.786 ± 0.016	1.790 ± 0.003	1.752 ± 0.001	1.891 ± 0.018	1.914 ± 0.006
Ti	0.058 ± 0.007	0.056 ± 0.001	0.070 ± 0.001	0.021 ± 0.004	0.018 ± 0.002
Al	0.306 ± 0.020	0.296 ± 0.013	0.324 ± 0.019	0.157 ± 0.007	0.164 ± 0.008
Fe	0.215 ± 0.011	0.207 ± 0.003	0.228 ± 0.002	0.288 ± 0.013	0.236 ± 0.007
Mn	0.001 ± 0.001	0.002 ± 0.001	0.001 ± 0.000	0.001 ± 0.001	0.001 ± 0.001
Mg	0.740 ± 0.028	0.746 ± 0.011	0.725 ± 0.023	0.903 ± 0.058	0.899 ± 0.029
Ca	0.875 ± 0.016	0.892 ± 0.018	0.898 ± 0.008	0.737 ± 0.025	0.749 ± 0.043
Na	0.043 ± 0.001	0.039 ± 0.002	0.042 ± 0.004	0.027 ± 0.012	0.020 ± 0.006
K	0.000 ± 0.000	0.000 ± 0.000	0.001 ± 0.001	0.000 ± 0.000	0.000 ± 0.000
Total	4.024	4.026	4.038	4.023	3.997

\*\* : EPMA Analysis (Analyst : Y. Hayasaka)

FeO\* : Total Fe as FeO

ている。Hashimoto (1972) は、丹波層群の緑色岩に含まれる単斜輝石の化学組成から、不十分なながらもソレアイト岩型とアルカリ岩型の双方を認めている。八東層や丹波層群などのジュラ紀付加体に含まれる緑色岩の多くは、もともとその上位に整合的に層状チャートが重なっていたと考えられるものであるが(石賀, 1983参照), 典型的な深海底を構成する N-type MORB 類似のものが見当たらず、むしろ E-type MORB や海洋島の岩石に近縁の特徴を示すという点はそこにとまなわれる層状チャートの初生的な堆積場の環境について一定の制限を加えるものであろう。

## 2. 層状チャートの堆積環境

わが国においては中・古生界に含まれる層状チャートの堆積環境についておおきくふたつの説が唱えられている。深海生成説(例えば Kanmera and Nishi, 1983, Ogawa, 1983)と浅海生成説(Iijima *et al.*, 1978; Matsumoto and Iijima, 1983; 山本, 1983など)である。この論争は、当初、深海底チャートという用語がしばしば使用され、形成場として深海成であるか浅海成であるかという点を軸に展開しているかに見られた向きもあったが、実際には粗粒な陸源碎屑物質を供給可能な比較的陸に近い場であるのか、それともそうした陸域から遠く離れた遠洋

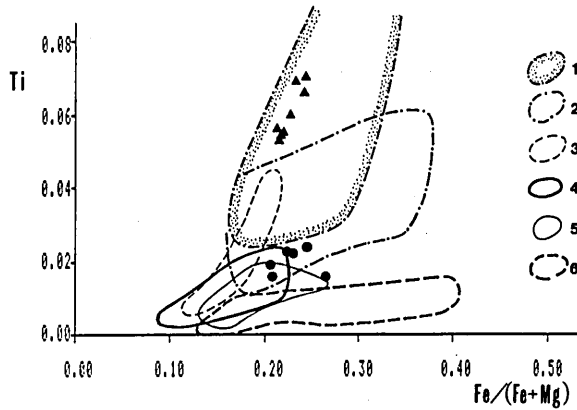


Fig. 27. Diagram showing Ti-Fe/(Fe+Mg) plots of Ca-rich phenocryst clinopyroxenes of basalts from the Hatto formation in the Mochigase district (data: Table 8). Compositional fields (1-6) are the same as those in Fig. 26.

域であるのかという点に感心が集中した。それは、これらの層状チャートは碎屑岩と密接に相ともなって産するにも関わらず、どの地域においてもみかけの層準と年代との関係が著しく損なわれているという特異な産状を示すのであるが、そうした産状を呈するに至る過程において考えられる造構モデルにとって、チャートと碎屑岩とが初生的に互いに近接した場において形成されたのか、それとも遠く隔たった別々の場所で形成されたのかという点は本質的に重要であるからである。チャートの深海生成説を主張する研究者はプレート収斂境界での付加体説を唱え、数100～数1000kmの移動を問題としてきたのに対し、浅海生成説を主張する研究者は1つの堆積盆、あるいは複数の近接した堆積盆内の数10～100km以内での堆積造構過程を考えてきたのである。

ところで堆積岩の分類に用いられる“深海”・“浅海”という語は深度に対応する海底面積の急変点である深さ200mを基準に分けられた述語である。これは、非活動的大陸縁に発達する典型的な大陸棚の深さに対応しているのであるが、大陸棚そのものは第四紀になって形成された新しい海底地形であるので、もっと古い地質時代のものや、活動的縁辺域の堆積岩について検討する際の基準としてはこの深さは適当ではない(斎藤, 1979参照)。実際、上記の論争においてもこの定義にこだわらずに、“深海”とはむしろ漠然と遠洋域の大半を占める深海平原(abysal plane)ほどの深さの意味として用いられ、“浅海”とは、これへの反駁として典型的遠洋域ではない所の、例えば大陸斜面や海溝内側斜面、沿海なども含めて用いられてきた感があった。すなわち深海生成説＝遠洋性説であり、浅海生成説＝近海性説でもあった。

海洋の地理学的・地形学的な側面からは遠洋という語は必ずしも深海を意味するものではなく、まして深海平原が想定される必要もない。にもかかわらず、チャートの遠洋性説を説明する場合に深海底チャートという語が用いられ、主として深海平原に堆積したものととられるようになったのは、1つには、そのような概念がチャートを含むオフィオライトの起源に関連して Steinmann の Trinity に始まり、海洋底地殻起源説(Dietz, 1963; Chipping, 1971)へと発展してきた文脈のなかで肥大化してきたということであり、また付加体モデルが普及した時に



付加物質として深海底の堆積物やその基盤が普通に含まれるものである (Seely, 1977) ことが一般に受入られてきたこととも無関係ではないであろう。しかし、今日オフィオライトの起源にも多様なものの存在することが認められるようになり、むしろ典型的な深海平原の地殻を構成していたものは希であることが分かってきつつある (Noiret *et al.*, 1981; Robinson *et al.*, 1981; Alabaster *et al.*, 1982; Shervais, 1982; Dick and Bullen, 1984)。また DSDP による海溝内側斜面の掘削 (Sites 298, 440, 441, 434, 435, 448, 491, 566, 567など) によっても今日なお深海平原を構成していた物質の付加は厳密には証明されていない。そこで、現在では、チャートの堆積環境について深海生成説の側からもできるだけ帰納的に再検討することがとめられている。Imoto (1983) の研究はそのような研究の一端を示しており示唆に富んでいる。

筆者は、本邦の少なくとも西南日本内帯の中・古生界に含まれる層状放散虫チャートはほとんど全てが普通の深海底ではない海洋島麓や海山・海台・非産性海嶺などの大洋内にある基盤の高まりの上に堆積したものであろうと考えている。その端的な理由は、すでに述べたようにこれらのチャートの一部と密接な随伴関係にある緑色岩に深海平原の基盤と考えて良いような N-type MORB 類似のものが見当たらず、全て海洋島・海山・海台などにその起源が求められるということにある。しかし、現在まで緑色岩との随伴関係が確かめられているのは後期石炭紀～ペルム紀のチャートのみである (Fig. 2)。トリアス紀～前期ジュラ紀のチャートは下底部に珪質粘土岩がともなわれるという一般的な特徴が指摘されている (磯崎・松田, 1982) が、その下位に何が存在していたかについては分かっていない。

ところでジュラ紀を境に海洋地域の生物相、特に石灰質殻を持つプランクトンの繁栄に大きな差があるため、ジュラ紀以前の堆積物と主として白亜紀以降の堆積物からなっている現在の海洋地域の堆積物とを直接比較することはできないと考えられている (斎藤, 1979参照)。このため、古い時代の堆積岩の生成環境の推定にとって、非生物源と考えられる部分の地球化学的な検討は、残された数少ない手段の一つと考えられる。現在までのところ本邦の中・古生界

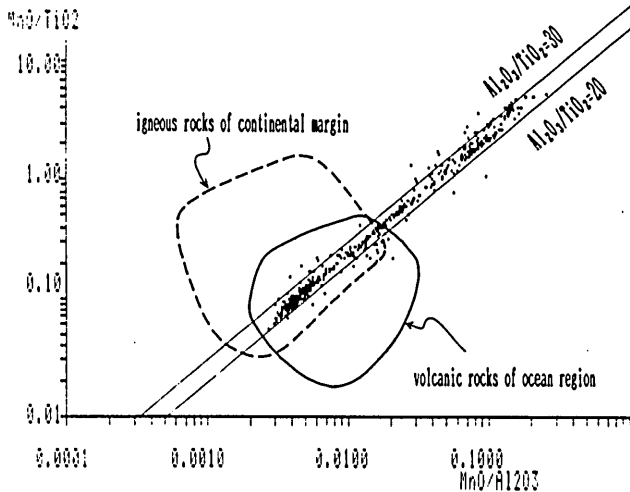


Fig. 28. Diagram showing  $MnO/TiO_2$  -  $MnO/Al_2O_3$  relations between igneous rocks and sedimentary rocks produced in various environments [data from Sugisaki(1978, 1980a, b, 1981), Sugisaki and Yamamoto(1984) (see appendix II)] .

に含まれる層状放射虫チャートについてのその方面の研究 (Matsumoto and Iijima, 1983; 山本, 1983など) からはチャートの浅海成=近海成説が主張されている。しかし、これまでの研究には、チャートの可能な堆積環境の1つとしての遠洋域で浅海(あるいは、あまり深くない深海)という場についての吟味が不足していたように思われる。次にこの点をめぐって、公表されている地球化学的資料を整理してみたい。

まず、堆積岩の化学組成からその堆積環境を知ろうとする場合には、生物源物質、海水中の溶存イオンなどの関与によって影響を受ける Si, Ca, Na, Mg および固結後も比較的移動し易いと考えられるアルカリ元素などは比較の基準としては使用しない方がよい。そしてこれらの元素の濃度の影響を取り除くため、残された元素については複数の元素の比をとって検討の対称としなければならない。Matsumoto and Iijima, (1983) は、深海底の静穏な環境に比較的ゆっくりと堆積した堆積物の  $MnO/Al_2O_3$  値はその堆積速度と負の相関にあることを示した。また、山本 (1983) は大陸棚から遠洋深海底にかけての堆積物の  $MnO/TiO_2$  値が陸域からの距離や深さと正の相関にあることを示した。このように非生物源部分の MnO 濃度は堆積環境を推定するよい指標になると考えられる。Fig. 28は、縦軸に  $MnO/Al_2O_3$  を、横軸に  $MnO/TiO_2$  をとった座標に、日本近海から中部太平洋海盆にかけての典型的ないくつかの環境(海山・海台は含んでいない)に堆積した火山性のものを除く様々な岩相の堆積岩について公表されている分析値をプロットしたものである。同図には、海洋堆積物の源物質として大きな影響力を持つと思われる海洋地域の火山岩類と大陸縁辺一島弧地域の火山岩、深成岩の代表的なものについて、公表されている分析値約1,500個をプロットした結果のそれぞれの組成領域も示している。もし堆積岩の非生物源の部分が、すべて火成岩に由来するものであるとすれば、この図においてこれら火成岩の組成領域の外側へはみ出ることはない筈である。この図に見られるように、堆積岩類は、全火成岩の組成領域の重心近くから  $Al_2O_3/TiO_2 = 20 \sim 30$  の一定の値を保ちながら MnO の相対濃度が大きく変化していることがわかる。このことは  $Al_2O_3$  と  $TiO_2$  が根源的には火成岩に由来するものであることを示しており、堆積環境に関わらず、海洋地域の火山岩類と大陸縁辺一島弧地域の火成岩が風化・運搬・堆積の諸過程を通じて均等に混ざり合った結果を示していると考えられる。一方、MnO はこれとは異なった機構、おそらく堆積場の酸化・還元程度に対応した沈澱・溶脱の過程を経て蓄積されたものであることを示している(山本, 1983参照)。大陸縁辺一島弧の火成岩あるいは海洋地域の火山岩の直接的な影響を受けた堆積物には、この図において  $Al_2O_3/TiO_2$  値の20~30の範囲からそれぞれ左上および右下方へ離脱するものの増加が期待される。Fig. 29は同じ関係を堆積環境ごとに分けて示したものである。大陸棚から海溝外側隆起帯にかけての第四紀のものは全火成岩の重心近くにプロットされ、一方典型的な遠洋深海の環境にある中部太平洋海盆のものは MnO の相対濃度が著しく増加し、火成岩の領域から完全に離脱している。四国海盆、海山・海台(3000m以浅)のものはこの図において両者の中間的な領域にプロットされる。また、海山・海台に堆積したのものには  $Al_2O_3$  と  $TiO_2$  値の20より小さいものが多く含まれ、そのばらつきが大きい。これは海洋地域火山活動の影響を直接受けているものが存在する可能性のあること、およびこれらの堆積物が生物源のシリカや炭酸塩によって極端に薄められ、他の元素についての分析精度が相対的に落ちている事に起因すると考えられる。

Fig. 30には美濃帯のトリアス紀層状チャートの分析値(山本, 1983)がプロットしてある。

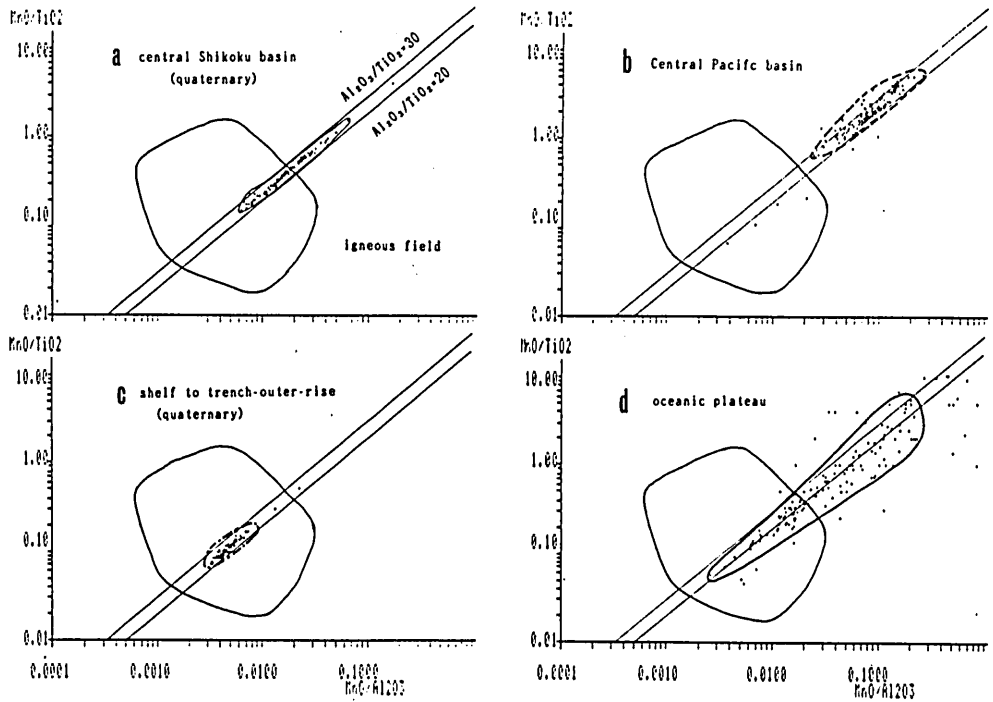


Fig. 29. Diagram showing compositional ranges of sediments and sedimentary rocks of four different environments. Data sources are listed in Appendix II.

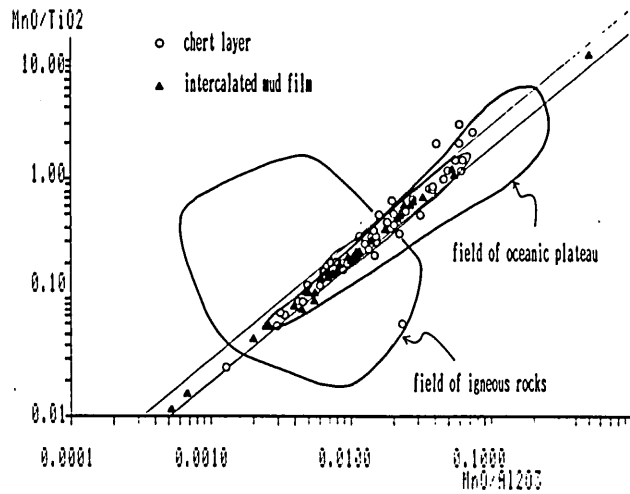


Fig. 30. Diagram showing compositional ranges of Triassic bedded cherts of the Mino terrane [data from Yamamoto(1983)] .

MnO 濃度からみるとこのチャートが四国海盆か遠洋地域の海山・海台に類似した環境で形成されたことが示唆される。このような層状チャートについて推定された一般的な堆積速度、 $2\text{ mm}/10^3\text{年}$  (松田ら, 1980) という値を考慮すれば、後者の方が可能性が高いと思われる。以上のことはおおむね Imoto (1983) の考えを支持するものである。ただし Imoto (1983) は、トリアス紀チャートの泥質フィルムの部分については珪質部と異なる起源を想定しているが、この図からは原理的にその点はチェックできない。また  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  値からみると海洋地域の火成活動の直接的な影響は認められない。この図から全てがわかる筈もないが、今後チャートの堆積環境の地球化学的な検討の対称として遠洋地域の海山・海台などが考慮される必要のあることを指摘しておきたい。

### III. 中国帯の地質構造と形成史

中国帯の大構造の枠組みについては、主として変成岩と非変成層の造る帯状配列をめぐる小林 (1951) が北側の変成岩類を三郡主脈、南西側のを本山支脈と呼び、この地帯の古生界に帯状配列を認めたのをはじめ、同様の帯状配列を松本 (1951) が北部九州から中国地方西部にかけての地域についてより詳しく論じ、さらに Kojima (1953) がこれを受けて中国地方全域の古期岩類について、北から南へ三郡帯山陰支脈・中央非変成帯・三郡帯山陽支脈・中間非変成帯の分帯を行うという研究のながれがあった。やがて北側と南側に変成岩類が分布し、中央部に非変成層が分布するという中国帯の古期岩類の造る帯状配列は多くの研究者の共通に理解するところとなった。そして、変成岩類と非変成層の層序構造上の関係について両者を連続的とする説 (Hashimoto, 1968; Kimura and Tokuyama, 1971; 西村ら, 1977; Toyohara, 1977) と不連続であるとする説 (瀨木, 1969) との間にいくらかの論争はあったものの、帯状配列の意味については一致して中国帯の全域にわたり構造的下位に変成岩類が、上位に非変成層が重なっており、全体が複面斜を形成しているとの説明がなされてきた。これは地向斜造山論を色濃く反映した解釈である。しかしながら、第II章において最終的に提起された中国帯の基本的構成単元の区分とそれらの分布図 (Fig. 12) をみれば、そもそも中国帯にはこれまで言われて来たような南北に対称的な帯状配列は存在しないことが理解される。かわりに、現在見られる地質体の分布からは何れの時代においても各構成單元相互の地史的な関係に矛盾が存在し、古地理的な復元が著しく困難であることが浮かび上がってくる (原ら, 1980)。勘米良 (1980) は、中国帯全体をプレート収斂境界における付加体として捉え、初めて変成岩類と非変成層の広域的な上下の重なりを想定することなく中国帯の地質構造の形成過程を素描した。しかし、勘米良の描いた中国帯を横断する断面図は地表における地質体の分布を必ずしも正しく反映したものではなかった。特に丹波層群相当層が Fig. 12 に示されるような複雑な分布様式をとることは当初はまだ良く認識されていなかった。

中国帯は全体としてパイルナップ構造を呈しているとの考えは最近繰り返し述べられた (原ら, 1980, 1985; 早坂・原, 1981, 1982; Hara, 1982; 早坂, 1985)。この考えは、第一に、中国帯の基本的構成単元の区分とその分布を Fig. 1 のようなものとして描いた場合の、各単元の境界部における衝上断層の認定に基づいており、第二に、舞鶴帯周辺に想定される古地理的矛盾の認識 (原ら, 1980; 早坂・原, 1981, 1982) を始めとし、各構成單元が相互に地史的関連

性の薄いものであることが認識され、もとは現在見られる地質体の配置とはかなり異なっていたものが境界部に観察される衝上断層に沿って相対的に大きく移動し、再配列されたいとの発想によっている。しかし今、Fig. 1はFig. 12へと描き変えられた。各構成単元の分布をFig. 12に示されるものとして認識する時、中国帯の地質構造の枠組みについてのこれまでの推論は成り立つのであろうか。ここでは以上の事柄にかかわって、まず中国帯内にみられる各構成單元相互の古地理的な矛盾点について整理し、次にそれら構成單元相互の構造地質学的関係がどのように観察されるかについて述べる。最後に中国帯の構成単元の造る大構造の枠組みについてその形成史とともに論ずる。

### A. 中国帯にみられる古地理的矛盾について

中国帯にみられる古地理的矛盾のうち最も顕著なものは、原ら(1980)によって最初に指摘

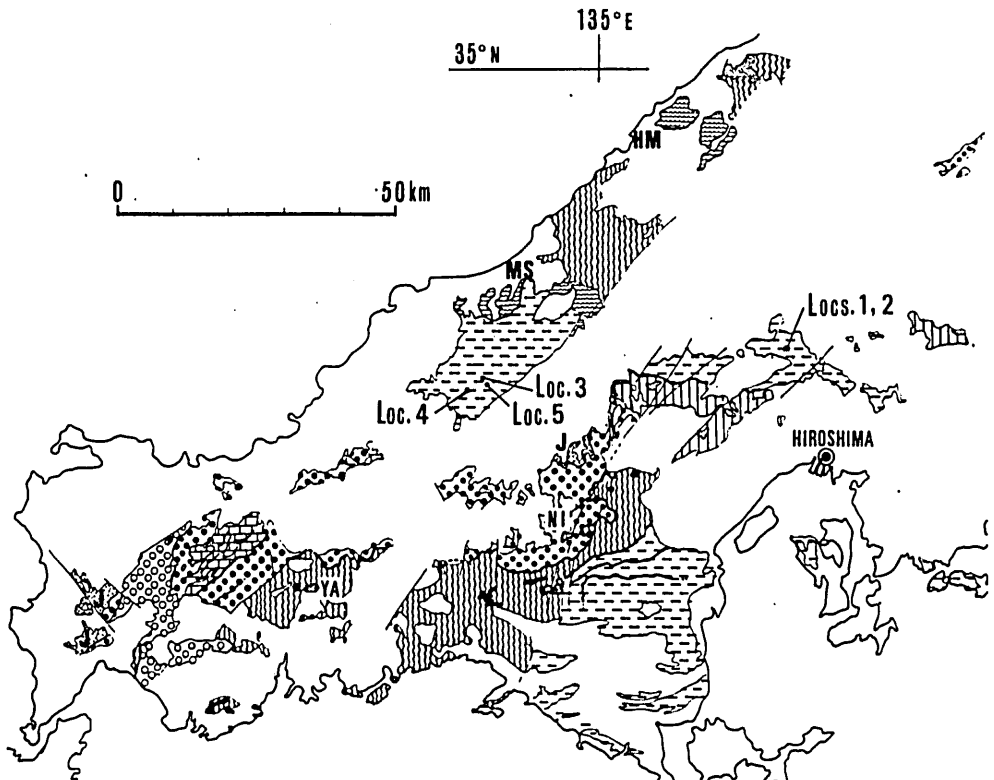


Fig. 31. Geological map of the Chugoku belt in the western Chugoku Province, [compiled mainly from Nishimura(1971), Okamura *et al.*(1975), Okamura and Okaya(1975), Kawano *et al.*(1977) and Ministry of International Trade and Industry(1980).]

(See the legend of Fig. 11). YA: Yamaguchi, NI: Nishiki-cho district, MS: Masuda district, HM: Hamada-Kanagi - cho distric.

されたトリアス紀の舞鶴帯周辺に想定されるものである。この点については次のように要約される。すなわち、Nakazawa (1958) は、舞鶴帯の中・下部トリアス系夜久野層群の堆積相と化石相の地理的分布を総括し、粗粒相の分布が舞鶴帯の北縁に限られ、所々に三角州相がみられること、中粒相は全体としてその南側に分布し、細粒相はさらに南側に位置していることを明らかにした。このことはトリアス紀の始めに舞鶴帯に沿って、そのすぐ北側、すなわち中国帯に隆起しつつある陸地が存在していたことを示すものと考えられた。しかしながら、現在舞鶴帯の北側には丹波層群相当層が広く分布している (Fig. 12)。丹波層群相当層は石炭紀後期からジュラ紀後期にかけて一貫して海成層の堆積で特徴づけられるものである (Fig. 2)。ここに大きな古地理的矛盾が存在する (以上原ら, 1980)。

中国帯西部においても各構成単元は複雑な分布を示し、帯状配列は不明瞭である (Fig. 31)。今回、丹波層群相当層の鹿足層群のレンズ状チャートから前期～後期ペルム紀の放射虫化石が発見された (Fig. 31-Loc. 3, Table 1)。鹿足層群のすぐ南側には北帯の古生層である錦層群が分布するが、そこには中期ペルム紀最後期に顕著な酸性凝灰岩がともなわれる (西村・磯崎, 1984; 中・六日市研究グループ, 1984)。しかし、鹿足層群の同時代の層状チャートには酸性火成活動の痕跡は全く認められない。また、錦層群分布地の北縁部に位置する島根県六日市地域には浅海—汽水相の下部ジュラ系樋口層 (今村ら, 1966) が分布している。樋口層は錦層群と断層で接しているが、本来は傾斜不整合の関係にあったものと考えられている (Hirano *et al.*, 1978; 中ら, 1985)。したがって、トリアス紀にはこの地域は隆起し、錦層群は削剝されていたであろう。この地域のさらに西方の山口県西部地域においては Kobayashi (1941) によって秋吉造山の証拠とされた中期トリアス紀の顕著な不整合が存在し、中～後期トリアス紀は西南日本において秋吉造山期のモラッセ相の堆積する時代であると考えられた。しかしながら錦層群の南北両側に近接して分布する丹波層群相当層の玖珂層群や鹿足層群中のトリアス系は層状チャートで特徴づけられ (Toyohara, 1977; 田中, 1980)、粗粒な陸源碎屑粒を全く欠いている。丹波層群相当層に陸源粒子が混入するのは主としてジュラ紀になってからのことである。そこで地向斜造山論の立場からは、丹波層群相当層の堆積した場は一種の“残留地向斜”と解

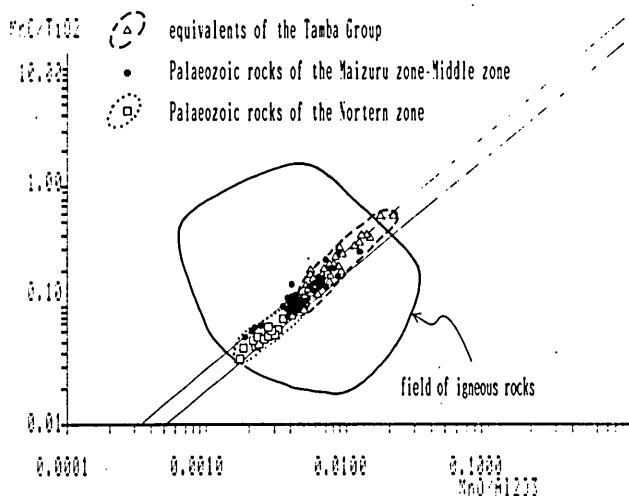


Fig. 32. Diagram showing compositional ranges of mudstones from the Chugoku belt. [data from Inazumi(1975), Higasimoto *et al.*(1976) and Haramura(1962).]

された (例えば Toyohara, 1977)。しかしそのような解釈にはかなり無理があるように思える。Fig. 32は公表されている中国帯の泥質岩の化学分析値を  $MnO/Al_2O_3$ — $MnO/TiO_2$  図にプロットしたものである。この図に示されるように北帯の古生層と丹波層群相当層は  $MnO$  の相対濃度に差があるため、その組成領域はほとんど重ならず、中帯の古生層はこの点で両者の中間的な組成をもつものであることがわかる。その堆積環境としては北帯の古生層から丹波層群相当層へと年代が新しくなる程より遠洋的な場が示唆されるようになる (Fig. 29参照)。このような泥質岩の組成変化は残留地向斜の解釈から導かれる予想と調和しない。

これらの古地理的矛盾は、中国帯の形成過程としてプレート収縮境界における付加体モデルを導入することによっていくらかは解消される。しかし、当時の海溝はどのように延びていたのであろうか。Fig. 12に見られる現在の地質体の地理的分布は単純なサブダクション・ウエッジに期待される帯状配列とそれを横断する方向での地層の年代に関する極性 (勘米良, 1980) が損なわれている。中国帯の古生界とそれを不整合に覆う下部中生界はそれらの後背地から切り離され、ジュラ紀の付加体である丹波層群相当層に対して相対的に大きく移動していると考えなければならない。この時の移動のメカニズムとしては大規模ナップの形成によるものとする考え (原ら, 1980; 早坂・原, 1981, 1982; Hara, 1982) とトランスフォーム型プレート境界でのオーバーラップを想定する場合 (平ら, 1981; Karig, 1983) の2通りが可能であろう。また、原理的には、古生界とそれを不整合に覆う下部中生界は別の場所でそれらの構成が完成された後、その北側に分布する丹波層群相当層 (鹿足層群, 角谷層など) に遅れて衝突・付加したと考えることもできる。

## B. 構成单元相互の構造的関係

ここでは中国帯構成单元の境界地帯で観察される地質構造を簡単にまとめる。

### 1. 北東ユニット

舞鶴帯と超丹波帯、あるいは丹波帯との関係が低角衝上断層であることはすでに述べた。鳥取一大原地域においては北側に広義の丹波層群相当層である八東層と智頭層の一部が分布し、その南に大原層を主体とする年代不明の準片岩が接しているが (Figs. 7, 11参照)、その境界の正確な位置と両者の関係は不明である。大原層は更に南方で舞鶴帯夜久野岩類の大原岩体と東西にのびる高角断層で接している。鳥取県若桜地域においては丹波層群相当層である角谷層の上に飛騨外縁帯の変成岩である志谷層が低角衝上断層で重なっている (上村ら, 1979; 早坂・原, 1981, 1982および Fig. 8参照)。広島県府中—山野地域においては中帯の古生層の山野層群分布地の北縁部で北帯の古生層のものと思われる石灰岩層が、剪断帯を介して衝上断層で重なっている (今村・楠見, 1951; 長谷, 1963)。

岡山県井倉地域 (武田・西村, 1984) および落合北房地域 (西村ら, 1981) においては北帯の古生層の下位にその高変成度部が位置していることが報告された。鳥取県用瀬地域においては弱変成の丹波層群相当層である智頭層の上に藍閃変成作用を受けた広義の丹波層群相当層である八東層が重なっている。ここでは高変成度部がより上位に位置しているらしい。同様の関係は島根県益田—三隅地域においても観察されている (岡村ら, 1975; 西村・岡本, 1976)。

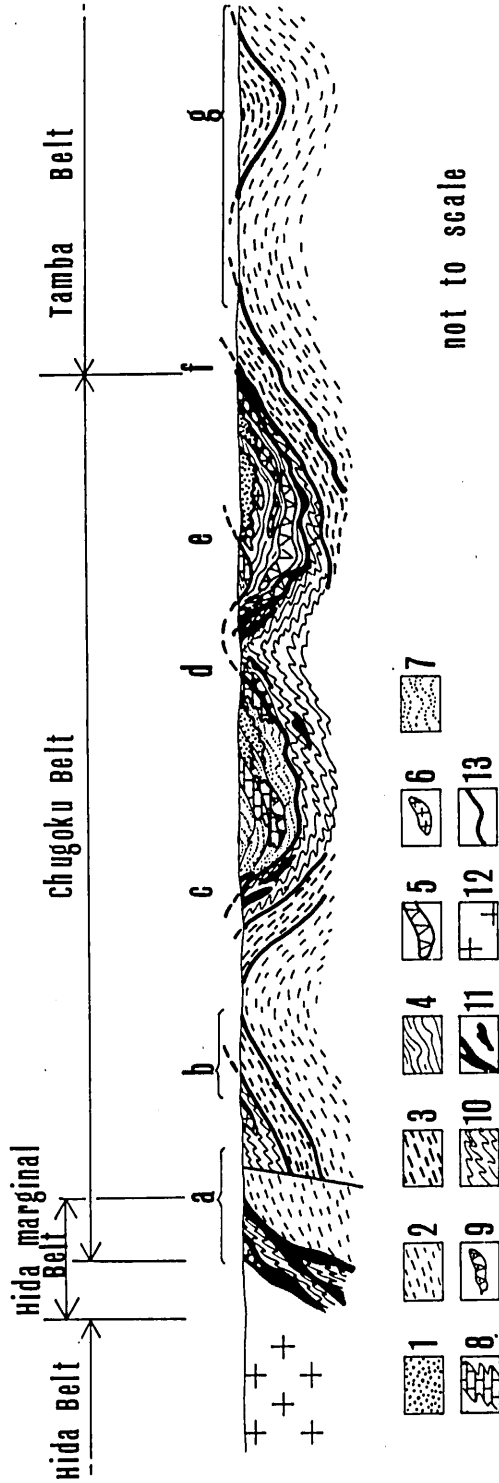


Fig. 33. Idealized structural profile of the Chugoku, Maizuru and Tamba belts.

- 1: Triassic and Jurassic formations of shallow or blackish water facies, 2 and 3: Tamba group and its equivalents (2: Type I suite formations, 3: Type II suite formations(after Ishiga, 1983)) , 4: Paleozoic rocks of the Middle zone - Maizuru zone, 5 and 6: Yakuno rocks (5: volcanics, 6: Plutonics), 7, 8 and 9: Paleozoic rocks of the Northern zone (7: non-calcareous facies, 8: reef limestone, 9: fragments of seamounts), 10: high-P/T type metamorphic rocks, 11: ultramafic rocks, 12: Hida gneisses, 13: major thrust faults. a: Wakasa district (Uemura *et al.*, 1979; this paper), b: Mochigase district (this paper) and Misumi - Masuda district (Okamura *et al.*, 1975), c: Ochiai - Hokubo district (Nishimura *et al.*, 1981), d: Ikura district (Takeda and Nishimura, 1984), e: Fuchu - Yamano district (Hase, 1963), f: Asako-cho district (this paper) g: Tamba belt (Ishiga, 1983).



中帯の古生層に関してはよくわからない。それは、舞鶴帯や中国帯の中帯に含まれる緑色岩の多くは夜久野オフィオライトの上部を構成していたものが異地性岩塊として混入した *dismembered ophiolite* であり (西村ら, 1981; 早坂・原, 1982), その変成度をもって全体の変成度を代表させることができないかもしれないからである。これらの岩層からは、これまでに明らかな藍閃変成作用を示す鉱物相は報告されたことがない。北東ユニットでは弱変成古生界と非変成の丹波層群相当層が接している地域はなく、それらの間には変成岩類が位置している。

以上の観察結果から、全体として付加された年代の新しい丹波層群相当層が構造的低位に位置し、より古い古生界が構造的上位に位置するという一般化が可能であろう。この関係は丹波帯から舞鶴帯にかけて構造的低位から上位へ丹波層群の I 型地層群・同 II 型地層群・超丹波帯・舞鶴帯と累積している関係 (早坂・原, 1980; 石賀, 1983, 1985; Caridroit *et al.*, 1985) と調和的である。また、北東ユニットにおいては、丹波層群相当層と弱変成古生界の間にはそれらと連続するらしい藍閃変成作用をうけた高変成度岩と年代未詳の変成岩類が位置するという関係が発達している。これらのことは中国帯北東ユニットから丹波帯にかけての地質構造をパイルアップの重なりとして描いた早坂 (1985a) の構造断面 (Fig. 33) と調和的である。しかし、これをもって直ちに境界部に観察される衝上断層が北東ユニット全域を覆って広がっていると結論される訳ではない。それはひとえに若狭一智頭、津山地域の丹波層群相当層の分布地を中国帯における丹波帯のフェンスターと見なし得るかどうにかかっている。そこには様々な解釈が可能であろう。全体の構造の枠組みについては地史的考察を持ってしてその形成過程と込みで議論しなければ解決されない。それはこの章の最後の課題である。

## 2. 南西ユニット

南西ユニットの北東端に位置する広島県西部の吉和地域においては、南側に分布する中帯の古生層と北側に分布する丹波層群相当層が剪断帯を伴う南傾斜の比較的高角度の衝上断層で接している (長谷, 1964)。この中帯の古生層は島根県匹見町において北帯の古生層と接している。ここでは中帯が北帯よりも北側に分布し、その点で北東ユニットの場合と異なっているが、その意味はよくわかっていない。山口県東部の岩国市一美川・三和町地域には丹波層群相当層の玖珂層群 (小島・岡村, 1952) と“三郡変成岩類”の都濃層群 (Kojima, 1953) が分布している。玖珂層群は、かつて豊原 (1976) によってベルム系美川層群とトリアス系玖珂層群に二分されたことがある。最近早坂ら (1983), 高田・磯崎 (1985) により両層群からジュラ紀放射虫化石の産出が報告され、これによって美川層群を玖珂層群から独立させる根拠はなくなった。しかし豊原の“美川層群”は“玖珂層群”と岩相がやや異なるので玖珂層群美川層として地層単位で扱うことにする。玖珂層群のうち美川層を除いた部分は原ら (1979) によって上位の B 層と下位の A 層に分けられている。ここでは B 層の上位には衝上断層で美川層が重なり (原ら, 1979), さらにその上位に高圧変成岩の都濃層群がやはり衝上断層で重なっている (Kojima, 1953)。原ら (1979) によれば、このような重なりは玖珂層群の分布する全域を覆って発達していたらしい。しかし、丹波層群相当層はこれより西方においてはその存在は確認されていない。玖珂層群分布地の北西に位置する錦町地域においては北帯の古生層の錦層群が“三郡変成岩類”の都濃層群にナップとして重なっている (Kojima, 1953; 西村・瀧木, 1966; Nishimura, 1971)。境界の衝上断層は山口市東部の泉山のクリッペ (吉野, 1954) まで、断続的に

追跡される (山口地学会, 1975)。

このように南西ユニットの東部地域においては、構造的に北帯の古生層が上位に位置し、その中に高圧変成岩が位置し、最下位に丹波層群相当層が位置するという北東ユニットと共通した構造状態が発達している。しかし、より西部の地域においては丹波層群相当層も中帯の古生層も分布せず、この点で北東ユニットと異なっている。

### C. 中国帯の形成史

ここでは中国帯とその近隣地帯に観察される地質現象を通してそれぞれの時代にこの地帯がどのようなテクトニクスを経てきたのかを総括する。Fig. 2 に示されるように中国帯の地質構造発達史は、それぞれの構成単元の形成と深く関わった海域の発生とその展開・消滅の歴史として表現できる。そこで、記述を分かり易くするために原ら (1985a) に従って、例えば北帯の古生層の形成にかかわった海域を秋吉海域、中帯の古生層と舞鶴層群にかかわった海域を舞鶴海域、丹波層群およびその相当層にかかわった海域を丹波海域等と称することにする。各海域は飛驒帯の全面に位置していたプレート境界に次々と付加体を残し、あるものは沈み込んでしまい、またあるものはトランスフォーム型境界に沿ってその前面を過ぎ去っていったのであろう。こうして最終的には Fig. 12 に示されるように各海域の残した付加体は1つの複合地帯 (Tectonic collage) を形成したと考えられる。

ところで、近年古地磁気学的な検討から西南日本の先白亜系の多くのものは低緯度地域において形成されたものであるとの主張が盛んになさされている (Shibuya and Sasajima, 1980; Hattori, 1981; Hirooka *et al.*, 1983 など)。しかしながら、我が国においては古地磁気の復元に当たって試料の剛体的な回転成分の復元はなされているが、原ら (1980) の指摘にもかかわらず、岩石の塑性変形によってもたらされる古地磁気方位の内部回転の問題は考慮されてこなかった。岩石の残留磁気方位の回転としては、これまでに、堆積続成過程を通じての圧密による残留磁気方位の低俯角化、テクトニックな圧縮や剪断変形によってへき開が形成された場合におこる残留磁気方位のへき開面に沿う並び変えなどが確認されている (Cogne and Perroud, 1985 参照)。付加体を形成するような造構環境にあっては岩石の塑性変形はごく一般的な現象であり、残留磁気方位の回転はほとんどの岩石において起こっているであろうと考えられる。圧密や剪断変形による低俯角化の起こった可能性は払拭しきれない。試料として固結時の組織を保存している火成岩を用いればよいが、その場合には剛体的な回転成分の見積もりが困難である。以上の理由から、これまでに公表されている古地磁気資料の大多数のものは問題が微妙であるだけに補足資料としても使用することがためられる。現段階では、各地質体の時々位置については古生物地理学的な見積りなどによる相対的・定性的なこと以外はなにも言えないと考える。

#### 1. 中国帯の地史

##### (a) 前期石炭紀～前期ペルム紀

前期石炭紀にはすでに秋吉海域が形成されていた。北帯の古生層に含まれる石灰岩層群とその基底の緑色岩は海山・海洋島の断片が付加したものであり (Kanmera and Nishi, 1983), こ

れらは秋吉海域において秋吉一背海海山列を構成していた。秋吉海域の創始年代、すなわち周囲の深海平原を構成していた海洋地殻の形成年代は分からない。海山上に堆積した礁石灰岩はその海山の沈降の歴史を留めているが、その真の厚さは正確には分かっていない。石炭紀の中頃には丹波海域も出現していた。しかし緑色岩や層状チャートの起源にふれて述べたように、これも海山・海台の形成時期を示しており、丹波海域の真の創始年代についてはよくわからない。石炭紀の後期には上郡帯の緑色岩の形成に関与した舞鶴海域の最も古い部分が出現していたかもしれない。Fig. 2 に示されるように、これらの海域においてはこの期間陸源の碎屑物質の供給は全くなされなかった。おそらく秋吉海域はこの間一貫して遠洋的な環境を保っていたと考えられる。しかし石灰岩層群にともなわれるooliteの形成可能な環境から、秋吉一背海海山列は大陸縁の近傍に存在していたとの見方もある(沖村, 1985)。飛驒帯においては中期石炭紀の頃からカルクアルカリ岩の活動が見られ(丸山ら, 1980) また、中国帯においても長門構造帯地域に後期石炭紀の安山岩質凝灰岩が知られている(磯崎, 1983参照)。この頃飛驒帯前面に沈み込み帯が存在していたのであろう。飛驒外縁帯とその中国帯への延長部には280~400Maの藍閃変成岩が分布している(野沢, 1977; 柴田・西村, 1984, 1985) が、この時期に付加されたと考えられる非変成のものはほとんど知られていない。

#### (b) ベルム紀中・後期

中期ベルム紀の初期には北帯の古生層のうち下見谷層など一部のものが付加体として形成され始めていた。下見谷層には酸性凝灰岩が多く含まれる(鈴木, 1982)。この酸性火成活動は舞鶴層群の堆積する後期ベルム紀まで継続したが北帯の同時代の石灰岩層群や層状チャートには酸性凝灰岩は挟まれず、秋吉一背海海山列はまだ火山弧から離れていたらしい。秋吉一背海海山列が衝突・付加したのは中期ベルム紀最後期の頃である。したがってこの時沈み込んでいく秋吉海域の年齢は少なくとも100my以上と見積もられ、その海洋リソスフェアは十分成長・冷却し、沈み込みは比較的容易に進行したものと推測される(Molnar and Atwater, 1978; Uyeda, 1982; 瀬野, 1983参照)。このような場に秋吉一背海海山列が衝突したが、海洋プレート上にあったものとしては火山体頂部の玄武岩と礁石灰岩および海山麓にあったチャートだけが付加され、周囲の深海平原上の堆積物や、その基盤および海山の主体は完全に沈み込んでしまったと考えられる。こうして北帯の古生層にみられる3つのタイプの地層群(第1章—B参照)が海山の地理的分布に対応して形成された。

一方、前期ベルム紀の頃にはE-type MORB類縁の夜久野オフィオライトの主体の形成が始まっており、その形成に関与した海嶺(舞鶴海嶺)は中期ベルム紀には陸源碎屑粒の供給可能な場へ移動した。この時おそらくT-T-R型三重会合点が存在し、中央海嶺の沈み込みが行われていたのであろう(原ら, 1985)。したがって、沈み込み時の舞鶴海域の年齢は全体として大変若く、その中で厚い地殻を有していた部分は完全に沈み込むことができずに衝突・付加し、夜久野オフィオライトが形成された。この場合、上郡帯の夜久野岩類は舞鶴帯のものよりやや古い可能性がある(後藤・堀, 1985参照) 実際これらが衝突する時にはCocos海嶺やCarnegie海嶺のような中央海嶺から延びる非震性海嶺(夜久野海嶺)の形をとっていたものと推定される。衝突後に海溝の位置が大洋側へシフトした可能性もある。また舞鶴海嶺の沈み込みに対応して火山フロントの位置が海溝に接近したかもしれない。このようにして付加体の成長とともに最初に付加した部分(舞鶴帯北帯)から“島弧の火成活動”の場に巻き込ま

れ、第二期の夜久野岩類が夜久野オフィオライトを貫いて形成されたのであろう（第I章—D参照）。やがて後期ペルム紀に前弧域において酸性凝灰岩の供給を受けながら舞鶴層群が堆積したが、その深部では若いプレートの沈み込みに対応して強い圧縮応力が作用し、舞鶴層群の変形（鈴木ら、1982）とともにすでに付加していた夜久野岩類の衝上運動が起こり（宍戸ら、1974参照）、そのあるものは舞鶴層群中にオリストリスとして供給された（西村ら、1981; 早坂・原、1982）。したがって、この時のオリストストロームの形成は付加体形成時のものではない。南西ユニットにおいては北帯の古生層よりも中帯の古生層のほうがより北側に位置していることもあり（Fig. 11）、秋吉—青海海山列の付加と夜久野オフィオライトの付加のどちらが先に起こったのかは、現在特定するに至っていない。しかし、古い海域（秋吉海域）の沈み込みから若い海域（舞鶴海域）の沈み込みへ、そして三重会合点の通過を経てトリアス紀のトランスフォーム型境界への移行という変遷は最も考え易い。Fig. 34には以上のような夜久野岩類の形成のプロセスを模式的に示してある。これまで夜久野岩類の形成を含めた舞鶴帯の地史について海嶺の衝突を想定する考え（原ら、1985a）、古島弧の衝突を想定する考え（Maruyama and Seno, 1985）と沿海の形成を想定する考え（小出、1982; Ishiwatari, 1985）とがあるが、

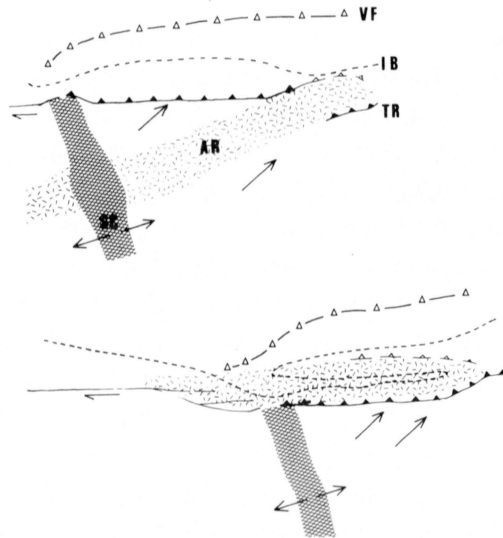


Fig. 34. Diagram showing a possible model of collided young aseismic ridge origin for the Yakuno rocks.  
VF: volcanic front, IB: isobath, SC: spreading center, AR: aseismic ridge.

Fig. 34は、この他に可能なテクトニックモデルとして残された唯一のものを示していると考えられる。これらのモデルのどれが優れているかは夜久野岩類の正確な形成年代と舞鶴帯の堆積史が明らかになることによって自ずと知れるであろう。それらは現在不十分である。

この頃丹波海域には陸源物質や酸性凝灰岩の供給はなく、まだ遠洋的な場にあった。丹波I型海域が出現していたかどうか分からないが、遅くとも前期トリアス紀までには出現した。

(c) トリアス紀

舞鶴海嶺の沈み込みにともなう三重会合点通過後の前期トリアス紀には沈み込み帯はトランスフォーム型へ移行し、この状態は後期トリアス紀に至るまで継続した。浅海—汽水相中・下部トリアス系の夜久野層群にはその堆積時に近隣地域で島弧の火成活動が存在していたというような兆候は認められない。また、飛騨帯にもそのような火成活動は知られていない。超丹波帯のオリストストロームの形成年代が分かっていないので確かなことは言えないが、超丹波海域の沈み込みはもっと後の後期トリアス紀の頃と思われる。前期～中期トリアス紀には、より早期に付加体を形成した中国帯の北帯は広く陸化したか、その前面に位置していた中国帯の中帯と舞鶴帯には夜久野層群が堆積した。また大陸斜面近傍にも比較的厚い堆積体が形成されていたかもしれない。後期トリアス紀になると美祿層群や成羽層群に若干の酸性凝灰岩がともなわれる(高橋・三上, 1975; 大藤, 1985)。おそらくトランスフォーム型境界はすこしづつ斜め沈み込みの場へと変わっていったのであろう。この時沈み込んだのは超丹波海域と三郡海域の一部と考えられる。この頃主として南西ユニットにおいて高圧変成岩類の解放が起こり、中国帯の2つのユニットへの分化が明瞭になっていった。しかし依然として丹波海域は遠洋的な環境にあった。

#### (d) ジュラ紀

ジュラ紀中期には飛騨帯において船津花こう岩類の emplacement が最盛期を迎えているが、これに先行する火山活動は最前期ジュラ紀には始まっていたらしい(野沢, 1979)。おそらく丹波II型海域およびこれと連続していた三郡海域の一部が沈み込むようになったのであろう。丹波II型地層群は碎屑岩の堆積期間が30～40myと長いので大陸縁に沿ってその近くを陸源物質の供給を受けながら長距離移動してきたものと考えられる。したがってこの時の沈み込みは、大陸縁に対してかなり低角度の斜め沈み込みであったことが期待される。北東ユニットの変成岩類において観察された東西方向の一様な剪断変形(第II章・B-2-(c)参照)は、このような低角度の斜め沈み込みの場における造構環境を反映したものであるかもしれない。丹波II型海域は産み出されてからすでに100my以上を経ている(Fig. 2参照)のでそのリソスフェアは十分成長・冷却し、したがって海洋プレートの沈み込みは容易に起こり、しばらくは顕著な付加体の形成はなかったものと思われる。やがて中期ジュラ紀に丹波II型海域に存在していた非震性海嶺か海台が衝突を開始し、これに合わせるように北東ユニットにおいて高圧変成岩類の解放が行われ、また付加体としての丹波II型地層群の形成が始まったらしい。このあと丹波I型海域が沈み込むようになったがやはり最後期ジュラ紀～最前期白亜紀に非震性海嶺か海台が衝突して付加体としての丹波I型地層群を形成した。また、この衝突に関連して丹波II型地層群の大規模ナップ(石賀, 1983)が形成された。中国帯においてすでに形成されていた衝上断層も、この時再動したかもしれない。

この頃、南西ユニットにおいて顕著な付加体の形成がなかったのはなぜであろうか。南西ユニットと北東ユニットの構成地質単元の現在の分布方位は明瞭に斜交している(Fig. 1, 12参照)。それらの生成時においてもこのような関係が保たれていたとすれば、斜め沈み込みが行われている時の沈み込み方位の大陸縁に対する角度は両ユニット間でかなり異なっていた筈である。1つの可能性として、南西ユニットは海洋プレートの動きに平行した分布方位をとっていたため沈み込みは起こらず、トランスフォーム型境界となっていたことが考えられる。なお Maruyama and Seno (1985) は、この頃ファラロンプレートとイザナギプレートの間にあっ

た中央海嶺が西南日本と接し、これが通過することにより、それまでの横ずれ境界から若いプレート沈み込みへの転化をもたらす、このことによって美濃帯から丹波帯にかけての大規模付加体の形成とこれらの中国帯へのもぐり込みを伴う大規模ナップ群の形成が説明できるとした。しかし丹波層群そのものの中にはこの頃に若い海洋地殻の沈み込みがあったことを示すような証拠は認められない。

(e) 白亜紀

白亜紀に入ると西南日本には関門層群・硯石層群・篠山層群などのカルクアルカリ火成活動が起こり、これまでに述べた付加体を広く覆った。

2. まとめ—大規模付加体の形成と衝突の痕跡

三郡—中国帯における付加体の形成は化石によって年代の明らかにされているものだけについて言うと、連続的ではなくいくつかの時期に分かれて起こっている。すなわちペルム紀中期に北帯の古生層が、ペルム紀後期に中帯の古生層が、おそらくトリアス紀後期に超丹波帯地層群が、更に前期ジュラ紀には高圧変成岩類となっている八東層などが、またジュラ紀中期—後期に丹波層群相当層のⅡ型地層群が、そしてジュラ紀最後期—白亜紀最前期に同Ⅰ型地層群が形成されている (Fig. 2 参照)。超丹波帯と変成岩類の大部分の形成年代については確かではないが、比較的短期間に大量の付加体を形成するような出来事が断続的に起こったことは疑いない。しかしそれは海域の沈み込みが周期的に起こったことを反映した現象ではないらしい。この問題を理解する上でこれまでに述べてきたことの中でもっとも重要と思われる点は、中国帯から丹波—美濃帯にかけての地域においては、緑色岩にしても堆積岩類にしても典型的な深海平原を構成していたとみなされるものは何一つ付加されていないということである。付加されたものは全て海山や海台の断片であり、異常に厚い地殻を持つ海嶺であり、またその上に堆積した石灰岩やチャートであると考えられることである。このことは、これらの地帯において顕著な付加体を形成するときに起きた事件は、海山・海台や海嶺の衝突に他ならないということを示していよう。Ben-Avraham and Nur (1982) は、オフィオライト質岩の emplacement は海山や海台の衝突によって引き起こされると考え、このことが造山運動の原因になると考えた。パイルナップ構造は衝突が起こる時により形成され易いと考えられる (例えば Cook *et al.*, 1979)。おそらく高圧変成岩の上昇もこのような衝突に少なからず関係しているのではないかと思われる。南西ユニットにおいてジュラ紀付加体が発達しないのはジュラ紀においてこの部分がトランスフォーム型の境界となっていたためではなく、沈み込みつつある海洋プレート上に衝突を引き起こすような顕著な地形の高まりがなかったためかもしれない。いずれにしても沈み込んでいる海洋プレートの地形学的な特徴は付加体の性質に重大な影響を与えるであろう。西南日本外帯の顕著なオフィオライト質岩であるみかぶ緑色岩は、やはり通常の大洋低の基盤ではなく海山や非震性海嶺を構成していたものと考えられている (Takeda, 1984)。さらに Maruyama and Yamasaki (1978) によって秩父帯の緑色岩が、また坂井・勘米良 (1981) によって四万十帯の緑色岩が海山などのプレート内火成活動の産物であることが示された。西南日本外帯の付加体の形成過程においても、中国帯や丹波帯について予想されたように衝突の現象がやはり重要な役割を演じたのではないかと思われる。

## IV. 結論

第I章においては中国帯を構成する地質体をいくつかの基本的な構成単元に区分し、各单元のもつ地質学的諸特性についてまとめた。節ごとの要点は次に示す通りである。

A. 中国帯を構成する地質体には次のような基本的構成单元が識別される (Fig. 12)。

## 1) 高压変成岩類 (“三郡変成岩類”)

明らかに藍閃変成作用を被っているものおよびそれとの連続が確かなものについて区分する。

## 2) 非変成古生界

これは層相と年代から次のように二分される。

(a) 北帯の古生層：秋吉・阿哲一帝釈地域の石灰岩層群を含み、碎屑岩・チャート・酸性凝灰岩および少量の緑色岩をともなう。中期ペルム紀の付加体を構成する。

(b) 中帯の古生層：舞鶴層群の相当層で上郡帯の龍野層群もこれに含まれる。碎屑岩のほかに顕著な緑色岩をともなう。後期ペルム紀の付加体を構成するが碎屑岩は主として浅海相よりなる。

## 3) 丹波帯の地層群

舞鶴帯と丹波帯の間に分布する。おそらくトリアス紀の付加体である。

## 4) 丹波層群相当層

丹波帯の丹波層群に対比できる。中期～最末期ジュラ紀の付加体である。チャートと礫質泥岩を主とする。

## 5) 浅海—汽水相トリアス—ジュラ系

粗粒相が卓越し、非変成古生界を不整合に覆う。

B. 中国帯は2つのユニット、すなわち南西ユニットと北東ユニットに二分される。両ユニットにおいては特に高压変成岩類の示す諸特性に違いが認められ (Figs. 4, 5, 6), このうち北東ユニットの一部 (八東層) はジュラ紀の付加体を原岩としている。変成岩類は岩相構成・放射年代・予想される原岩年代等によって次のように細分できる。

(a) 北部地域の変成岩：280～310Maの放射年代を示し、飛騨外縁帯の変成岩類に対比できる。緑色岩と碎屑岩および少量のチャートからなる。

(b) 南西ユニットの変成岩類：主として200～225Maの放射年代を示し、緑色岩と碎屑岩からなる

(c) 非変成古生界に類縁のある変成岩類：北東ユニットの非変成古生界に近接して分布する。160～190Maの放射年代を示し、緑色岩と碎屑岩および少量の石灰岩からなる。

(d) 丹波層群 II 型地層群に類縁の変成岩類：北東ユニットの丹波層群相当層に近接して分布する (Fig. 11)。160～190Maの放射年代を示し、源岩は前期ジュラ紀である。緑色岩、碎屑岩の他に多量の層状チャートをともなう。

(e) 北東ユニットにあり (c) と (d) の間の地域に分布する変成岩。170～190Maの放射年代を示し、南西ユニットの変成岩類に似る。

C. 兵庫県朝来町地域の地質は舞鶴帯が超丹波帯および丹波帯にナップとして重なっていることを示す (Fig. 13)。このナップは舞鶴帯の全域に発達していた (Fig. 16)。

D. 朝来町地域の夜久野岩類はその活動時期から二つのステージのものに分けられる。第一期の夜久野岩類は石渡 (1978) の夜久野オフィオライトに相当し、岩石学的には厚い地殻を持った E-type MORB に近縁である (Fig. 26)。これは角閃石に含まれる Ti 量からオフィオライト層序に沿った累進変成作用の存在が示唆され (Fig. 21)、この変成作用はオフィオライト層序が破壊される以前の海洋底変成作用に関連づけられる。第二期の夜久野岩類は全岩組成から明らかに“島弧”の活動に関連したものである (Fig. 24)。

E. その他の地帯に含まれる緑色岩は全て海山・海洋島・海台などにその起源がも定められる (Fig. 27)。また層状チャートは遠洋性のものであるが、海山や海台などの比較的浅い場において形成された (Fig. 30)。

第 II 章においては I 章の成果をもとに中国帯の構成単元の造る大構造の枠組みを明らかにし、その形成過程を復元した。節ごとの要点は以下の通りである。

A. 中国帯は各地で各構成単元が相互に著しい古地理的矛盾を示していることが明らかである。これは各地質単元が相対的に大きく移動していることを示している。

B. 各構成単元相互の構造地質学的関係は多くの地域で衝上断層として観察される。

中国帯にみられる古地理的矛盾は各単元がこの衝上断層で分けられるナップとして大きく移動したために生じた可能性が強い。

C. 石炭紀からジュラ紀最末期までの中国帯の地史は、断続して起こった海山・海台・非震性海嶺および中央海嶺などの衝突の歴史として編むことができる (Fig. 34)。衝突が起こったときにそれぞれの構成単元は大規模付加体として成長し高圧変成岩類の上昇と大規模ナップ群の形成を引き起こした。しかしながら中国帯には夜久野オフィオライト以外には衝突した地塊の本体は残されておらず、大部分は沈み込んでしまったと考えられる。中国帯のテクトニクスの本質は衝突であり、現在の姿は衝突の痕跡を示しているといえる。中国帯における南西ユニットと北東ユニットの違いは主としてジュラ紀に沈み込んだ海洋プレートの地形学的な性質に起因しているかもしれない。

## 参 考 文 献

- Alabaster, T., Pearce, J.A. and Malpas, J., 1982: The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Omann ophiolite complex. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 81, 168-183.
- Arai, S., 1981: Dunite - Harzburgite - Chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, Western Japan. *Jour. Petrol.*, vol. 21, 141-165.
- Aumento, F., 1969: Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N. *Science*, vol. 165, 1112-1113.
- *et al.* (The Shipboard Scientific Party), 1977: Site report: 334. *Init. Rept. DSDP*, vol. 37: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 239-288.
- Ave-Lallemant, H.G. and Carter, N.L., 1971: Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations. *Am. Jour. Sci.*, vol. 270, 218-235.
- Bonatti, E., Honnorez, J., Kirst, P. and Radicati, F., 1975: Metagabbros from the mid Atlan-



- tic ridge at 06°N: Contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. *Jour. Geology*, vol. 83, 61-78.
- Byely, G.R., Melson, W.G. and Vogt, P.R., 1976: Rhyodacites, andesites, ferrobasalts and ocean tholeiites from the Galapagos spreading center. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 30, 215-221.
- Caridroit, M., Ichikawa, K. and Charvet, J., 1985: The Ultra-Tamba Zone, a new unit in the Inner zone of Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu-Kagaku)*, vol. 39, 210-219.
- 茅原一也・小松正幸, 1982: 飛騨外縁帯(特に青海一連帯)及び上越帯に関する諸問題. 地質学論集, No.21, 101-116.
- Chipping, D.H., 1971: Paleoenvironmental significance of chert in the Franciscan formation of western California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 82, 1707-1712.
- 地質調査所, 1977: 1:200,000空中磁気図, XⅢ-1福井-豊岡海域, XⅢ-2豊岡-隠岐海域.
- Cogne, J.P. and Perroud, H., 1985: Strain removal applied to paleomagnetic directions in an orogenic belt: The Permian red slates of the Alps Maritimes, France. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 72, 125-140.
- Colemann, R.G., 1977: *Ophiolites*. Springer-Verlag, Berlin, 229 pp.
- and Peterman, Z.E., 1975: Oceanic plagiogranite. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 80, 1099-1108.
- Cook, F.A., Albaugh, D.S., Brown, L.D., Kaufman, S., Oliver, J.E. and Hatcher, R.D., Jr., 1979: Thin-skinned tectonics in the crystalline southern Appalachians: COCORP seismic-reflection profiling of the Blue ridge and Piedmont. *Geology*, vol. 7, 563-567.
- Cowan, D.S. and Silling, R.M., 1978: A dynamic, scaled model of accretion at trenches and its implications for the tectonic evolution of subduction complexes. *Jour Geophys. Res.*, vol. 83, No. B11, 5389-5396.
- Dick, H.J.B. and Bullen, T., 1984: Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 86, 54-76.
- Dietz, R.S., 1963: Alpine serpentinites as oceanic rind fragments, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 74, 947-952.
- Dixon, S. and Rutherford, M.F., 1979: Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and Mid-Ocean Ridge suites: An experimental study. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 45, 45-60.
- Ernst, W.G., 1975: Systematics of large-scale tectonics and age progression in Alpine and circum-Pacific blueschist belt. *Tectonophysics*, vol. 26, 229-246.
- 藤井厚志, 1972: 秋吉地域の山口層群, 大田層. 地質雑, 78巻, 309-321.
- 古田茂樹, 1981: 山口県鹿野町南部地域の三郡変成岩類の地質学的岩石学的研究. 広島大修士論文(手記).
- Fyfe, W.S., Price, N.J. and Thompson, A.B.(eds.), 1978: *Fluids in the Earth's crust*. Else-

vier, Amsterdam, 383 pp.

後藤博弥・堀 利栄, 1985: 上月一龍野帯 (上郡帯) 西北部の地質. 日本地質学会第92年学術大会演旨, 140.

Graham, C.M., 1974: Metabasite amphiboles of the Scottish Dalradian. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 47, 165-185.

Grapes, R.H., 1974: Actinolite-hornblende pairs in metamorphosed gabbros, Hidaka mountains, Hokkaido. *Ibid.*, vol. 49, 125-140.

Hamlyn, P.H., 1980: Equilibration history and phase chemistry of the Pantou sill, western Australia. *Am. Jour. Sci.*, vol. 280, 631-668.

原 郁夫, 1979: 西南日本の本州地向斜領域における中生代造構作用の比較運動像解析. 総合研連絡紙「中生代造構作用の研究」, No. 1, 1-4.

Hara, I., 1982: Evolutional processes of paired metamorphic belts - Hida belt and Sangun belt. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 21, 71-89.

——— and Nishimura, Y., 1977: boundary between subbasal I and subbasal II fields of quartz deformation in geological conditions. *Tectonophysics*, vol. 39, 270-286.

原 郁夫・秀 敬・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, 広島大学出版研究会, 307-390.

———・東元定雄・三上貴彦・西村祐二郎・沖村雄二・沢田武美・武田賢治・横山俊治・横山忠正, 1979: 弥栄峡の中・古生界. 弥栄峡の自然, 283-324, 名勝弥栄峡総合学術調査委員会.

———・秀 敬・西村祐二郎, 1980: 西南日本の中・古生代造構作用の諸問題. 構造地質研究会誌, 25号, 1-12.

———・早坂康隆・前田 勝・宮本隆実, 1985a: 西南日本の中・古生代造構作用の諸問題—高圧変成帯の造構作用—. 地質学論集, 25号, 109-126.

———・———・宮本隆実, 1985b: 三郡—中国帯のパイルナップ構造とテクトニクス. 日本地質学会第92年学術大会・討論会: 西南日本内帯高圧変成帯の諸問題, 要旨, 6, 221.

原村 寛, 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巻, 29-32.

長谷 晃, 1951: 山口県の三疊系. 「日本三疊系の地質」, 72-89, 地質調査所.

Hase, A., 1961: A find of *Monotis* (*Entomonotis*) from eastern Yamaguchi Prefecture, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., No. 79-87.

長谷 晃, 1963: 広島県東部の弱変成古生界の層序. 広島大地研報, 12巻, 277-294.

———, 1964: 古生界. 広島県地質図説明書, 31-59, 広島県.

———・岩田健治, 1971: 岡山県津山市東部の三疊系. 松下久道教授記念文集, 67-76.

———・門藤正幸・秀 敬, 1975: 岡山県西部, 井原市付近の弱変成古生層. 広島大地研報, 20巻, 1-2.

———・西村祐二郎, 1979: 中国地方の緑色岩. 地質雑, 85巻, 410-412.

———・浜中敬一・沖村雄二, 1981: 上郡帯東部 (兵庫県竜野市付近) の古生界・総合研究

- A連絡紙「中生代造構作用の研究」, No. 3, 191-197.
- 橋本光男, 1964: 三郡変成岩類の岩石学の総括. 国立科博研報, 7巻, 323-337.
- , 1968: 岡山県旭町地域の三郡変成岩類. 地質雑, 74巻, 433-437.
- Hashimoto, M., 1968: Glaucophanitic metamorphism of the Katsuyama district, Okayama Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 17, 99-162.
- , 1972: relic clinopyroxenes of Paleozoic greenstones of the Tamba and Mikabu Terranes. *Jour. Jap. Asso. Min. Pet. Eco. Geol.*, vol. 67, 323-331.
- 橋本光男, 1972: 中国地方の三郡変成岩の鉱物相概観. 国立科博研報, 15巻, 767-775.
- , 1984: 岡山県旭町の三郡変成岩類の原岩層序. 総研連絡紙, 「内帯高压変成帯」, No. 2, 7-8.
- Hashimoto, M. and Saito, Y., 1970: Metamorphism of Paleozoic greenstones of the Tamba plateau, Kyoto prefecture, *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 76, 1-6.
- 橋本光男・西村祐二郎, 1984: 三郡変成岩の原岩相の地域的分布. 日本地質学会第91年学術大会演旨, 383.
- Hattori, I., 1981: The Mesozoic evolution of the Mino terrane, Central Japan: A geological and paleomagnetic synthesis. *Tectonophysics*, vol. 85, 313-340.
- 早坂康隆, 1985a: 三郡帯の地質構造の再検討. 吉田博直先生退官記念論文集, 339-354.
- , 1985b: 三郡帯の2つのユニットと三郡変成岩類の原岩年代について. 日本地質学会第92年学術大会演旨, 427.
- ・原 郁夫, 1980: 兵庫県朝来町における夜久野岩類と丹波帯中・古生層の構造的関係. 総合研究A連絡紙「中生代造構作用の研究」, No. 2, 77-81.
- ・———, 1981: 鳥取県若桜地域三疊系の構造地質学的意味. 日本地質学会第88年大会演旨, 425.
- ・———, 1982: 中国帯からのジュラ紀放射虫化石の発見とその構造地質学的意味. 日本地質学会第89年大会演旨, 476.
- ・———, 1983a: 舞鶴帯夜久野岩類の産状について. 日本地質学会第90年大会演旨, 389.
- ・———, 1983b: 三郡帯の地質構造上の問題点. 地質学会西日本支部会報, No.78, 10-11.
- ・磯崎行雄・原 郁夫, 1983: 中国地方西部玖珂層群・鹿足層群からのジュラ紀型放射虫化石の発見. 地質雑, 89巻, 527-530.
- Heard, H.C. and Carter, N.L., 1968: Experimentally induced "Natural" Intragranular frow in quartz and quartzite. *Am. Jour. Sci.*, vol. 266, 1-42.
- 秀 敬, 1963: 笠岡福山地方における基盤岩類の地質構造と圧碎花崗岩類の産状. 広島大地研報, 12巻, 195-212.
- 東元定雄・大森江い・後藤集次, 1976: 山口県玖珂地区の堆積岩および花崗岩の化学組成. 地調月報, 27巻, 471-481.
- Hirano, H., Mikami, T. and Miyagawa, H., 1978: Lower Jurassic Ammonites from the Higuchi group, Southwest Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., No. 112,

410-416.

- 広川 治・東郷文雄・神戸信和, 1954: 5万分の1地質図幅「但馬竹田」および同説明書. 地質調査所.
- Hirooka, H., Nakajima, T., Sakai, H., Date, T., Nittamachi, K. and Hattori, I., 1983: Accretion tectonics inferred from Paleomagnetic measurements of Paleozoic and Mesozoic rocks in Central Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., ed., *Accretion tectonics in the Circum Pacific region*, TERRAPUB, Tokyo, 179-194.
- 市川浩一郎・波田重熙・八尾 昭, 1985: 中・古生界の微化石層序と西南日本の中生代造構史の最近の諸問題. 地質学論集, 25号, 1-18.
- 猪木幸男, 1959: 舞鶴付近のいわゆる“夜久野岩類”について. 地調月報, 10巻, 1053-1061.
- , 1967: 舞鶴帯への三郡変成作用の波及(予報). 地球科学, 21巻, 34-48.
- Igi, S., 1973: The metagabbros and related rocks of the “Yakuno Complex” in the Inner Zone of Southwest Japan. *Rept. Geol. Surv. Japan*, vol. 248, 1-42.
- 猪木幸男, 1976: 舞鶴帯塩基性火山岩の化学組成. 新潟大地研報, 4号, 459-469.
- ・弘原海清, 1980: 5万分の1地質図幅「上郡」及び同説明書. 地質調査所.
- ・後藤博弥, 1981: 上郡帯の再検討. 地質雑, 87巻, 239-247.
- Iijima, A., Kakuwa, Y., Yamazaki, K. and Yanagimoto, Y., 1978: Shallow sea, organic origin of the Triassic bedded chert in central Japan. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 19, 369-400.
- 今村外治・楠見 久, 1951: 矢川のクリッペ. 広島県史跡名勝天然記念物調査報告書, 6号, 1-4.
- ・溜木輝一・沖村雄二, 1966: 西中国脊梁産地の地質概観. 島根県・広島県西中国山地国定公園候補地学術調査報告書, 27-48, 広島.
- Imoto, N., 1983: Sedimentary structures of Permian-Triassic cherts in the Tamba district, Southwest Japan. In Iijima *et al.*, ed., *Siliceous deposits in the Pacific region*, Elsevier, Amsterdam, 377-393.
- 稲積章生, 1975: 中国地方古生層泥質岩の化学組成. 地質雑, 81巻, 518-520.
- 井上 保, 1959: 筑後変成岩類の構造. 同上, 65巻, 639-651.
- 石賀裕明, 1983: “丹波層群”を構成する2組の地層群について—丹波帯西部の例—. 同上, 80巻, 443-454.
- Ishiga, H., 1984: *Follicucullus* (Permian radiolaria) from Maizuru group in Maizuru belt, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol. 38, 427-434.
- , 1985: Discovery of Permian radiolarians from Katsumi and Oi formations along south of Maizuru belt, Southwest Japan and its significance. *Ibid.*, vol. 39, 175-185.
- 石賀裕明, 1985: 丹波帯と舞鶴帯の地質関係について. 地学団体研究会第39回総会シンポジウム資料集, 89-91.
- Ishiga, H. and Suzuki, S., 1984: Discovery of Permian radiolarians and conodonts from the Shimomidani Formation in the “Maizuru Belt”, Southwest Japan and its significance. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, vol. 38, 197-206.

- 石渡 明, 1978: 舞鶴帯南帯の夜久野オフィオライト概報. 地球科学, 32巻, 301-310.
- Ishiwatari, A., 1985a: Granulite-facies metacumulates of the Yakuno ophiolite, Japan: Evidence for unusually thick oceanic crust. *Jour. Petrol.*, vol. 26, 1-30.
- , 1985b: Igneous petrogenesis of the Yakuno ophiolite (Japan) in the context of the diversity of ophiolites. *Contribl. Mineral. Petrol.*, vol. 89, 155-167.
- 磯崎行雄, 1983: 山口県長門構造地帯及び広島県帝釈台地域からの古生代放散虫化石の産出について, 日本地質学会第89年学術大会演旨, 133.
- ・松田哲夫, 1982: 美濃・丹波帯トリアス紀層状チャートのコノドント生層序とその地質学的意義. 日本地質学会第89年学術大会演旨, 133.
- Jakobsson, S.P., Jonsson, J. and Shido, F., 1978: Petrology of the Western Reykjanes peninsula, Iceland. *Jour. Petrol.*, vol. 19, 669-705.
- , 1979: Petrology of recent basalts of the eastern volcanic zone, Iceland. *Acta. Nat. Islandica*, No. 26, 103 pp.
- 神戸信和・広川 治, 1963: 5万分の一地質図幅「佐用」および同説明書. 地質調査所.
- 勘米良亀齡, 1980: 地質構造とその発達. 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦(編) 岩波講座地球科学, 15巻, 325-350, 岩波書店, 東京.
- Kanmera, K. and Nishi, H., 1983: Accreted oceanic reef complex in Southwest Japan. In Hashimoto, M. and Uyeda, S., ed., *Accretion tectonics in the Circum-Pacific regions*, TERRAPUB, Tokyo, 195-206.
- 加納 博・中沢圭二・猪木幸男・志岐常正, 1959: 夜久野進入岩類に伴う高度変成岩類について. 地質雑, 65巻, 267-271.
- 唐木田芳文, 1974: 八代片麻岩類のざくろ石. 島孤基盤, No. 1, 23-28.
- Karig, D.E., 1980: Material transport within accretionary prisms and "Knocker" problem. *Jour. Geol.*, vol. 88, 27-39.
- 河野通弘・高橋英太郎・村上敦朗・永尾 恵, 1956: 美濃・鹿足山地西南部の古生層. 山口大教育研究論叢, 5巻, 97-102.
- ・三上貴彦・長谷 晃・沖村雄二・太田正道, 1977: 鹿足層群の層序と地質構造. 山口大教育研究論叢, 25巻, 63-76.
- Kimura, T., 1960: On the geologic structure of the Paleozoic group in Chugoku, west Japan. *Sci. Pap. Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, vol. 10, 109-124.
- and Tokuyama, A., 1971: Geosynclinal prisms and tectonics in Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, No. 6, 9-20.
- 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, vol. 5, 219-578.
- 小林貞一, 1951: 日本地方地質誌—「総論」, 補遺, 第4節—日本の地質構造, 328-338, 朝倉書店, 東京.
- 小出良幸, 1982: 岡山県西部, 井原地方に産する三郡帯緑色岩類の地球化学的研究. 日本地質学会第89年学術大会演旨, 173.
- 小島丈児・岡村義彦, 1952: 地質巡検案内書, 柳井地方, 1-18, 九大理学部地質学教室.

- Kojima, G., 1953: Contributions to the knowledge of mutual relations between three metamorphic zones of chugoku and Shikoku, Southwestern Japan, with special reference to the metamorphic and structural features of each metamorphic zone.  
*Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, vol. 1, (3), 17-46.
- 黒川勝己, 1975: 中国帯・舞鶴帯東部地域における本州地向斜の発展と超苦鉄質岩体の活動.  
地団研専報, 19号, 57-69.
- Leake, B.E., 1978: Nomenclature of amphiboles. *Amr. Mineral.*, vol. 63, 1023-1052.
- 丸山茂徳, 1976: 四国東部秩父帯中の沢谷緑色岩コンプレックスの化学的性質. 地質雑, 82巻, 183-187.
- Maruyama, S. and Yamasaki, M., 1978: Paleozoic submarine volcanoes in the high-P/T metamorphosed Chichibu System of eastern Shikoku, Japan. *Jour. volcan. Geoth. Res.*, vol. 4, 199-216.
- 丸山茂徳・相馬恒雄・松本謙一, 1980: 飛騨帯—飛騨外縁帯のテクトニクス. 総研連絡紙「飛騨外縁帯」, No. 1, 122-125.
- Maruyama, S. and Seno, T., 1986: Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese Islands. *Tectonophisics*, vol. 127, 305-329.
- 松田哲夫, 1976: 丹波帯地向斜性堆積物の層位学的研究. 日本地質学会83年大会演旨, 49.
- ・磯崎行雄・八尾 昭, 1980: 美濃帯犬山地域におけるトリアス系—ジュラ系の層序関係, 日本地質学会第87年学術大会演旨, 70.
- Matsumoto, R. and Iijima, A., 1983: Chemical sedimentology of some Permo-Jurassic and Tertiary bedded cherts in Central Honshu, Japan. In Iijima *et al.*, ed., *Siliceous deposits in the Pacific region* Elsevier, Amsterdam, 175-191.
- 松本達郎, 1951: 北九州・西中国の基盤地質構造概説. 九州大理研報, 地質学, 3巻, 37-48.
- 松下 進, 1953: 日本地方地質誌「近畿地方」. 朝倉書店, 東京.
- 光野千春, 1959: 中国地方東部の三郡変成帯概報. 地質雑, 65巻, 49-65.
- , 1965: 中国地方東部の“いわゆる夜久野進入岩類”について. 広島大地研報, 14巻, 317-331.
- ・大森尚泰, 1965: 5万分の1地質図幅「周匠」および同説明書. 地質調査所.
- ・杉田宗満, 1980: 10万分の1岡山県地質図, 内外地図K.K..
- 宮川邦彦, 1961: 鳥取県若桜町付近の三郡変成岩. 地質雑, 67巻, 549-560.
- 三宅啓司, 1985: 岡山県勝山地域の二疊紀オリストストローム. 同上, 91巻, 463-475.
- Miyashiro, A., 1973: The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc.  
*Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 19, 218-224.
- 宮下純夫, 1982: 日高変成帯, 幌尻岩体の角閃石. 地球化学, 36巻, 84-89.
- Molnar, P. and Atwater, T., 1978: Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 41, 330-340.
- 村上敦朗, 1976: 鹿足層群より三疊紀コノドントの発見. 地質雑, 82巻, 143-144.
- 村山正郎・一色直記・坂本 享, 1963: 5万分の一地質図幅「鳥取北部・鳥取南部」および同

説明書. 地質調査所.

- 中 孝仁・石賀裕明, 1984: 三郡—中国帯西部に分布する錦層群からのペルム紀放散虫の発見. *地球科学*, 39巻, 229—233.
- ・徳岡隆夫・佐野 栄・渡瀬広道・西村貢一・杭ノ瀬雅文・橋本圭史, 1985: 樋口層群(下部ジュラ系)の層序と構造. *島根大地研報*, 4巻, 91—104.
- 中沢圭二・志岐常正・清水大吉郎, 1954: 岡山県英田郡福本付近の中・古生層. 舞鶴地帯の層序と構造, その1. *地質雑*, 60巻, 97—105.
- Nakazawa, K., 1958: The Triassic system in the Maizuru zone, Southwest Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, vol. 24, (4), 265-313.
- 中沢圭二, 1961: 夜久野地域のいわゆる夜久野貫入岩類(舞鶴地帯の層序と構造その9). 槇山次郎教授記念論文集, 149—161.
- ・志岐常正・清水大吉郎, 1954: 岡山県英田郡福本付近の中・古生層. 舞鶴地帯の層序と構造, その1. *地質雑*, 60巻, 97—105.
- ・———・———・野上裕生, 1958: 舞鶴地帯の中・下部三畳系総括—舞鶴地帯の層序と構造. 同上, 64巻, 125—137.
- Nishimura, Y., 1971: Regional metamorphism of the Nishiki-cho district, Southwest Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ.*, Ser. C, vol. 6, (3), 203-268.
- 西村祐二郎, 1974: 徳山地域の三郡変成岩類—中国地方の三郡変成作用の最高変成度について一. 楠見久先生退官記念文集, 153—163.
- ・瀧木輝一, 1966: 山口県錦町地域における“非変成古生層”と三郡変成岩類の地質学的関係. *地質雑*, 72巻, 385—398.
- ・岡本哲雄, 1976: 益田地域のローソン石—曹長石片岩. 小島丈見先生還暦記念文集, 145—153.
- ・井上 保・山本博達, 1977: 三郡帯, とくに層序と変成作用について. 秀 敬編「三波川帯」, 広島大出版研究会, 257—282.
- ・長谷 晃・沖村雄二・桑田美恵子, 1979: 帝釈台とその周辺の前生代緑色岩類. *地質雑*, 85巻, 413—426.
- ・原 郁夫・早坂康隆・武田賢治, 1981: 夜久野岩類の構造地質学. 総研連絡紙, 「中生代造構作用の研究」, No. 3, 199—213.
- Nishimura, Y., Nakamura, E. and Hara, I., 1983: K-Ar ages of the Sangun metamorphic rocks in Yamaguchi Prefecture and their geologic significance. *Jour. Japan. Assoc. Pet. Econ. Geol.*, vol. 78, 11-220.
- 西村祐二郎・磯崎行雄, 1984: 山口県東部の錦層群の放散虫化石及び放射年代. 総研連絡紙, 「内帯高圧変成帯」, No. 2, 37—40.
- ・———・瀧木輝一, 1985: 山口県東部の三郡—中国帯および領家帯. 日本地質学会第92年学術大会見学旅行案内書, 17—49.
- Noiret, G., Montigny, R. and Allegre, C.J., 1981: Is the Vourinos complex an island arc ophiolite?. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, vol. 56, 375-386.
- 野沢 保, 1979: 船津花崗岩類の今日におけるいくつかの問題. 日本列島の基盤, 加納 博教

授記念論文集, 101-117.

Nur, A. and Ben-Avraham, Z., 1982: Oceanic plateaus, the fragmentation of continents, and mountain building. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 87, 3644-3611.

溜木輝一, 1969: 中国地方における三郡変成岩類と“非変成”古生界の地質学的関係. 地質学論集, 4号, 23-39.

Ogawa, Y., Nakashima, K., and Sonouchi, H., 1983: Mesozoic accretion of siliceous deposits in Southwest Japan. In Iijima *et al.*, ed., *Siliceous deposits in the Pacific regions*, Elsevier, Amsterdam, 413-426.

岡田晶治, 1980: 青海地域の角閃岩一変ハンレイ岩. 総研連絡紙, 「飛騨外縁帯」, No. 1, 15-21.

岡村義彦・西村祐二郎・長谷 晃・添田 品・沖村雄二・広渡文利・木村慶信・赤塚政美・井上多津男・安居院弘輔・大谷頭一・孤島章一郎, 1975: 島根県益田地域の三郡変成岩類. 山口大教育研究論叢, 25巻, (2), 19-36.

———・岡屋 勉, 1975: 島根県金城町・浜田市東部付近の三郡変成岩類. 同上, 25巻, (2), 47-52.

沖村雄二, 1985: 古生代の日本列島—とくに中国地方. 地学団体研究会第39回総会シンポジウム資料集, 79-83.

Oskarsson, N., Sigvaldason, G.E. and Steinthorsson, S., 1982: A dynamic model of rift zone petrogenesis and the regional petrology of Iceland. *Jour. Petrol.*, vol. 23, 28-74.

尾崎正紀・川上陽一, 1980: 匹見町西部地域の地質. 広島大学理学部進級論文 (MS).

小澤智生・平 朝彦・小林文夫, 1985: 西南日本の帯状地質構造はどのようにしてできたか. 科学, 55巻, 4-13.

大藤 茂, 1985: 岡山県大賀地域の非変成古生層と上部三疊系成羽層群との間の不整合の発見. 地質雑, 91巻, 779-786.

ベルム・三疊系ワーキンググループ, 1975: 日本におけるベルム・三疊系境界付近の層序と対比. 同上, 81巻, 165-184.

Raase, P., 1974: Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 45, 231-236.

Robinson, D.T., Melson, W.G. and O'Hearn, T., 1981: Volcanic glass compositions from the Troodos ophiolite, Cyprus. *EOS*, vol. 62, 1087.

斎藤常正, 1979: 現在の海洋底の堆積物. 勘米良亀齡・水谷伸治郎・鎮西清高 (編), 岩波講座地球科学, 5巻, 53-96, 岩波書店, 東京.

坂井 卓・勘米良亀齡, 1981: 宮崎県北部の四万十帯の層序ならびに緑色岩の層序・構造的位. 九大理研報 (地質), 14巻, (1), 31-48.

Sano, H., 1983: Bedded cherts associated with greenstones in the Sawadani and Shimantogawa groups, Southwest Japan. In Iijima *et al.*, ed., *Siliceous deposits in the Pacific region* Elsevier, Amsterdam, 427-440.

佐野弘好・内山高教・勘米良亀齡, 1983: 秋吉台南方大田層群の層序の再検討. 日本地質学会第90年大会演旨, 128.



- Sato, H., Aoki, K., Okamoto, K. and Fujita, B., 1978: Petrology and Chemistry of basaltic rocks from hole 396B, IPOD/DSDP leg 46. In Dmitriev, L., Heirtzler, J. *et al.*, *Init. Rept. DSDP*, vol. 46: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 115-141.
- 佐藤 徹・村田正文, 1984: 球磨山地の三疊紀—ジュラ紀放射虫化石帯. 日本地質学会第91年学術大会演旨, 118.
- Schrader, E.L. and Stow, S.H., 1983: Geochemistry and mineralogy of fresh and altered basalts from the Galapagos rift. In Honnorez, J., Von Herzen, R.P., *et al.*, *Init. Rept. DSDP*, vol. 70: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 391-468.
- Seely, D.R., 1977: The significance of landward vergence and oblique structural trends on trench inner slope, In Island arcs, deep sea trenches and buck-arc basins: *Am. Geophys. Union Maurice Ewing Ser.* 1, 187-198.
- Seifert, K.E., Vallier, T.L., Window, K.E. and Morgan, S.R., 1981: Geochemistry and petrology of igneous rocks, Deep Sea Drilling Project leg 62. In Thiede, J., Vallier, T.L. *et al.*, *Init. Rept. DSDP*, vol. 62: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 945-953.
- 関陽太郎, 1964: 舞鶴地帯の古生層の輝緑凝灰岩と貫入岩・変成岩類のうけた低変成作用. 岩鉱, 51巻, (4), 158—161.
- Shervais, J.W., 1982: Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 59, 101-118.
- Shibata, K. and Igi, S., 1969: K-Ar ages of muscovite from the muscovite - quartz schist of the Sangun metamorphic terrain in the Tari district, Tottori prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 20, 707-709.
- 柴田 賢・Wanless, R.K.・加納 博・吉田 尚・野沢 保・猪木幸夫・小西健二, 1972: 日本列島のいわゆる基盤岩類のRb - Sr年令. 地調月報, 23巻 (9), 505—510.
- Shibata, K., Igi, S. and Uchiumi, S., 1977: K-Ar ages of hornblendes from gabbroic rocks in Southwest Japan. *Geochem. Jour.*, vol. 11, 57-64.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979: Kr - Ar年代測定結果—1. 地調月報, 30巻, 675—686.
- ・西村祐二郎, 1983: 三郡変成岩の同位体年代. 日本地質学会第90年大会演旨, 385.
- ・———, 1984: 三郡変成岩の年代学的研究. 総研連絡紙, 「内帯高压変成帯」, No. 2, 31—32.
- ・———, 1985: 三郡—中国帯の放射年代. 日本地質学会第92年学術大会討論会: 西南日本内帯高压変成帯の諸問題. 演旨 2 (13—13).
- Shibuya, H. and Sasajima, S., 1980: A paleomagnetic study on Triassic-Jurassic system in Inuyama area, central Japan (Part I). *Rock Magn. Paleogeophys.*, vol. 7, 121-125.
- 清水大吉郎・中沢圭二・志岐常正・野上裕生, 1962: 舞鶴層群の堆積と二疊紀造構運動—舞鶴地帯の層序と構造 (その11) —. 地質雑, 68巻, 334—340.
- 宍戸俊夫・小島丈児・原 郁夫, 1975: 夜久野複合岩体のemplacementの機構の研究. 一天滝斑れい岩体を例として—. 島孤基盤, No.2, 19—24.
- 添田 晶, 1954: 広島県安佐郡金明鉾山付近の地質及び鉾床 (予報). 広島大地研報, No. 4, 15—25.

- Sun, S.S., Nesbitt, R.W. and Sharaskin, A.Y., 1979: Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 44, 119-138.
- Suppe, J. and Armstrong, R.L., 1972: Potassium-Argon dating of Franciscan metamorphic rocks. *Am. Jour. Sci.*, vol. 272, 217-233.
- 鈴木茂之, 1982: 舞鶴地帯の造構作用. 構造地質研究会誌, 27号, 155—165.
- ・杉田宗満・光野千春, 1982: 舞鶴地域における舞鶴層群の層序と地質構造. 地質雑, 88巻, 835—848.
- 平 朝彦・斎藤靖二・橋本光男, 1981: 日本列島形成の基本的プロセス. 科学, 51巻, 508—515.
- 高田正治・磯崎行雄, 1985: 山口県東部の含ジュラ系コンプレックス, 玖珂層群・“美川層群”の再検討. 日本地質学会西日本支部会報, No.82, 8—9.
- 高橋英太郎・三上貴彦, 1975: 三疊系, 山口県の地質, 山口県立博物館, 93—108.
- 高沢耕一・平野英雄, 1977: Ca-輝石中の $Al_2O_3$ 量と母岩マグマ系との関係についての考察. 地質雑, 83巻, 583—594.
- 武田賢治・西村祐二郎, 1984: 岡山県井倉地域における三郡変成岩類と台地石灰岩層との関係. 総研連絡紙, 「内帯高圧変成帯」, No. 2, 19—22.
- 田中和広, 1980: 島根県日原地域のオリストストローム, 鹿足層群. 地質雑, 86巻, 613—628.
- 丹波地帯研究グループ, 1975: 丹波地帯の地向斜堆積相の研究. 地団研専報, No.19, 12—23.
- 寺岡易司: 岡山県成羽町南域の中・古生層, 特に上部三疊系成羽層群について. 地質雑, 65巻, 494—504.
- Thy, P., 1983: Phase relations in transitional and alkali basaltic glasses from Iceland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 82, 232-251.
- Tokuyama, A., 1962: Triassic and some other orogenic sediments of the Akiyoshi cycle in Japan, with special reference to their evolution. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Ser. II*, vol. 13, 379-469.
- Tokuyama, H. and Batiza, R., 1981: Chemical composition of igneous rocks and origin of the sill and pillow-basalt complex of Nauru basin, Southwest Pacific. In Larson, R.L., Schlanger, S.O. *et al.*, *Init. Rept. DSDP*, vol. 61: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 673-687.
- 豊原富士夫, 1974: 山口県東部, 玖珂層群および領家変成岩類の時代について. 地質雑, 80巻, 52—53.
- , 1976: 山口県東部の三郡—山口帯“領家帯”の地質構造. 同上, 82巻, 99—111.
- Toyohara, F., 1977: Early Mesozoic tectonic development of the northwestern Chichibu geosyncline in West Chugoku, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol.19, 253-334.
- 通商産業省, 1970—1973: 昭和44, 45, 46, 47年度広域調査報告書, 「益田地域」.
- , 1972—1974: 昭和46, 47, 48年度広域調査報告書, 「播但地域」.
- , 1980: 昭和 54 年度広域調査報告書, 「津山地域」.
- ・資源エネルギー庁, 1980: 昭和55年度広域調査報告書「錦川地域」
- Tullis, J., Christie, J.M. and Griggs, D.T., 1973: Microstructure and preferred orientations of

- experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, vol. 84, 297-314.
- Uchiyama, T., Sano, H. and Kanmera, K., 1986: Depositional and tectonic settings of cherts around the Akiyoshi limestone group, Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ. Ser. D, Geol.*, vol. XXVI, No.1, 51-68.
- Ueda, Y. and Onuki, H., 1970: K - Ar dating on the metamorphic rocks in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. III, vol. X, (3), 313-321.
- Uyeda, S., 1982: Subduction zones: An introduction to comparative subductology. *Tectonophysics*, vol. 81, 133-159.
- 上村不二雄・坂本 亨・山田直利, 1979: 5万分の1地質図幅「若桜」および同説明書, 地質調査所.
- 浦田英夫, 1961: 福岡市北東犬鳴地区の地質—とくに三郡変成岩類の層序について. 九大教養地研報, (7), 57-68.
- Wood, D.A., 1978: Major and trace element variations in the Tertiary lavas of eastern Iceland and their significance with respect to the Iceland geochemical anomaly. *Jour. Petrol.*, vol. 19, 393-436.
- , Joron, J.L. and Treuil, M., 1979: A re-appraisal of the use of Trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 45, 326-336.
- , ———, Marsh, N.G., Tarney, J. and Treuil, M., 1980: Major and trace-element variations in basalts from the North Philippine Sea drilled during Deep Sea Drilling Project leg 58: A comparative study of back-arc-basin basalts with lava series from Japan and mid-ocean ridges. In Klein, G. deV., Kobayashi, K., et al., *Init. Rept. DSDP*, vol. 58: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 873-894.
- 山田直利, 1972: 鳥取—大原地域の三郡変成岩類. 地調月報, 23巻, 525-537.
- 山口地学会, 1975: 20万分の1山口県地質図.
- 山本剛志, 1983: 岐阜県上麻生付近の三疊系層状チャートの地球化学的研究. 地質雑, 89巻, 143-162.
- 山下 昇, 1957: 中生代(上・下). 地学双書10, 11, 地団研.
- 吉田鎮男・木村敏雄, 1974: 北部丹波地帯“古生層”と舞鶴地帯. GDP連絡紙: II-1-(1), 構造地質, No. 2, 65-75.
- 吉村典久, 1961: 中国地方中部大賀台地の古生層の層序と構造. 広島大地研報, 10巻, 1-36.
- 吉野言生, 1954: 山口市周縁の地質, 広島大理学部地学教室研究業績, 33号, 27-34.
- 脇田浩二, 1985: 広島市北東の刈田層・八幡谷層における中—後期二疊紀放散虫化石の発見. 地球科学, 39巻, 237-240.

## APPENDIX I

Data sources for Fig. 25 (Chemistry of Ca-rich phenocryst Cpx. from ocean region)

— a-1: N-type MORB —

- Matley, D.P. and Muir, I.D., 1980: Geochemistry and mineralogy of basalts from the Galapagos spreading center, Deep Sea Drilling Project leg 54. *Init. Rept. DSDP*, vol. 54, 755-771.
- Rice, S., Langmuir, C.H., Bender, J.F., Hanson, G.N., Bence, A.E. and Taylor, S.R., 1980: Basalts from Deep Sea Drilling Project holes 417A and 417D, fractionated melts of a light Rare-Earth depleted source. *Ibid.*, vol. 51, 52, 53, Part 2, 1099-1111.
- Sato, H. *et al.*, 1978: (see references)
- Sinton, J.M. and Byerly, G.R., 1980: Mineral compositions and crystallization trends in Deep Sea Drilling Project holes 417D and 418A. *Ibid.*, vol. 51, 52, 53, Part 2, 1039-1054

— a-2: T-type MORB —

- Bryan, W.B., Thompson, G., Frey, F.A., Dickey, J.S. and Roy, S., 1977: Petrology and geochemistry of basement rocks recovered on leg 37, DSDP. *Init. Rept. DSDP*, vol. 37, 695-703.
- Flower, M.F.J., Robinson, P.T., Schmincke, H.U. and Ohnmacht, W., 1977: Petrology and geochemistry of igneous rocks, DSDP leg 37. *Ibid.*, vol. 37, 653-679.
- Thompson, R.N. and Humphris, S.E., 1980: Silicate mineralogy of basalts from the East Pacific rise, OCP ridge, and Siqueiros fracture zone: Deep Sea Drilling Project leg 54. *Ibid.*, vol. 54, 651-669.

— b-1: Iceland —

- Jakobsson, S.P. *et al.*, 1978: (see references)
- Thy, P., 1983: (see references)
- Wood, D.A., 1978: (see references)

— b-2: Hawaii - Emperor chain hot-spot track —

- Clague, D.A., Fisk, M.R. and Bence, A.E., 1980: Mineral chemistry of basalt from Ojin, Nintoku and Suiko seamounts, leg 55, DSDP. *Init. Rept. DSDP*, vol. 55, 607-637.
- Fodor, R.V. and Keil, K., 1975: Contributions to the mineral chemistry of Hawaiian rocks. IV. Pyroxenes in rocks from Haleakala and West Maui volcanoes, Maui, Hawaii. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 50, 173-195.

— b-3: Ocean island tholeiite (Line island) —

- Jackson, E.D., Bargar, K.E., Fabbi, B.P. and Heropoulos, C., 1976: Petrology of the basaltic

rocks drilled on leg 33 of the Deep Sea Drilling Project. *Init. Rept. DSDP*, vol. 33, 571-630.

— c: Arc-related volcanic rocks —

- Bougault, H., Maury, R.C., Azzouzi, M.E., Joron, J.L., Cotten, J. and Treuil, M., 1982: Tholeiites, basaltic andesites, and andesites from leg 60 sites: Geochemistry, mineralogy, and low partition coefficient elements. *Init. Rept. DSDP*, vol. 60, 657-677.
- Ishii, T., 1981: Pyroxene geothermometry of basalts and andesites from the Palau-Kyushu and West Mariana ridges, Deep Sea Drilling Project leg 59. *Ibid.*, vol. 59, 693-718.
- Kay, S.M. and Kay, R.W., 1985: Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series I: The mafic phenocryst. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 90: 276-290.
- Meijer, A., Anthony, E. and Reagan, M., 1982: Petrology of volcanic rocks from the fore-arc sites. *Ibid.*, vol. 60, 709-729.
- Natland, J.H., 1982: Crystal morphologies and pyroxene compositions in boninites and tholeiitic basalts from Deep Sea Drilling Project holes 458 and 459B in the Mariana fore-arc region. *Ibid.*, vol. 60, 681-707.

— d: Ocean plateau tholeiite —

- Tokuyama, H. and Batiza, R., 1981: (see references)
- Jackson *et al.*, 1976: (the same as that of b-3)

— e: Back-arc basin tholeiite —

- Bougault *et al.*, 1982: (the same as that of c)
- Dick, H.J.B., Marsh, N.G. and Bullen, TzD., 1980: Deep Sea Drilling Project leg 58 abyssal basalts from the Shikoku basin: Their petrology and mineralogy and major-element geochemistry. *Init. Rept. DSDP*, vol. 58, 843-870.
- Zakariadze, G.S., Dmitriev, L.V., Sobolev, A.V. and Suschevskay, N.M., 1981: Petrology of basalts of holes 447A, 449 and 450, South Philippine Sea transect, Deep Sea Drilling Project leg 59. *Ibid.*, vol. 59, 669-680.

## APPENDIX II

Data sources for Figs. 28 and 29 (Chemistry of the Pacific marine sediments)

- ① Donnelly, T.W., 1980: Chemical composition of deep sea sediments-Site 9 through 425, leg 2 through 54, Deep Sea Drilling Project. *Init. Rept. DSDP*, vol. 54, 899-949.
- ② Hein, J.R., Vallier, T.L. and Allan M.A., 1981: Chert petrology and geochemistry, Mid-Pacific mountains and Hess rise, Deep Sea Drilling Project leg 62. *Ibid.*, vol. 62, 711-

748.

- ③ Karpoff, A.M., 1980: The sedimentary deposits of Suiko seamount (leg 55, Site 43): from the reep environment to the pelagic sedimentation. *Ibid.*, vol. 55, 491-501.
  - ④ ———, Hoffert, M. and Claver, N., 1981: Sedimentary sequences at Deep Sea Drilling Project Site 464: Silicification processes and transition between siliceous biogenic oozes and brown clays. *Ibid.*, vol. 62, 759-771.
  - ⑤ Sugisaki, R., 1978: Chemical composition of argillaceous sediments on the Pacific margin of Southwest Japan. *Geol. Surv. Japan Cruise Rept.*, No. 9, 65-73.
  - ⑥ ———, 1980: Major-element chemistry of the Japan Trench sediments: IPOD legs 56 and 57, Deep Sea Drilling Project. *Init. Rept. DSDP*, vol. 56, 57, 1233-1249.
  - ⑦ ———, 1980: Major-element chemistry of argillaceous sediments at Deep Sea Drilling Project Sites 442, 443 and 444, Shikoku basin. *Ibid.*, vol. 58, 719-735.
  - ⑧ ———, 1981: Chemical composition of marine argillaceous sediments around the Izu-Ogasawara islands. *Geol. Surv. Japan Cruise Rept.*, No. 14, 146-158.
  - ⑨ ———, and Yamamoto, K., 1984: Major element chemistry of Pacific marine sediments around 10°N and 170°W: Samples for GH-80-5 Cruise, Geological Survey of Japan. *Ibid.*, No. 20, 198-214.
- 

a. Shikoku basin (Quaternary): Depth=4386~4852m

- ⑤ - Northern Shikoku basin: GH75-4 Cruise, Site-P58.
- ⑦ - Central Shikoku basin: DSDP Sites 442, 443 and 444.

b. Central Pacific basin: Depth=4962~6025m

- ① - DSDP Sites 66 and 166.
- ⑨ - GH80-5 Cruise.

c. Shelf to trench-outer rise (Quaternary): Depth=1080~6001m

- ⑤ - Nankai trough, upper inner slope (shelf) to botom: GH75-4 Cruise, Sites, p-57, p-59~63.
- ⑥ - Japan trench-upper inner slope (NE Japan Pacific side shelf), mid-slope terrace, - lower inner slope, trench-outer rise: DSDP Sites 434, 435, 436, 438, 440 and 441.

d. Topographically prominent highs in pelagic region (ocean plateau, seamount, intra-oceanic island-arc): Depth=1460~3524m

- ① - Ontong-Java plateau, Shatsky rise, Hess rise, Manihiki plateau: DSDP Sites 289, 305, 310 and 317.
- ② - Mid-Pacific Mountains, Hess rise: DSDP Sites 463 and 464.
- ③ - Suiko seamount of Emperor Chain (post-Middle Miocene sediments): DSDP Sites 433.
- ④ - Hess rise: DSDP Site 464.

⑧ - Izu-Ogasawara islands: GH79-2 Cruise, Sites p-142, p-143, RC45, RC54; GH79-3 Cruise, Site RC51.

(1986年1月10日受理)

広島大学理学部地質学鉱物学教室