

岡山県大賀地域における高山石灰岩の層位  
および同石灰岩と周辺地層との関係

藤本 睦\*・野村 和芳\*\*・於保 幸正\*\*\*・佐田 公好\*\*\*\*

\*復建調査設計株式会社

\*\*山口県徳山市立岐陽中学校

\*\*\*広島大学総合科学部自然環境研究講座

\*\*\*\*呉大学社会情報学部社会情報学科

Stratigraphy of the Koyama limestone and structural relation  
between the limestone and the surrounding strata  
in the Oga area, Okayama Prefecture, western Japan

Mutsumi FUJIMOTO\*, Kazuyoshi NOMURA\*\*,  
Yukimasa OHO\*\*\* and Kimiyoshi SADA\*\*\*\*

\*Fukken Co., Ltd., Hikari-machi, Higashi-ku, Hiroshima 732, Japan

\*\*Kiyo Junior High School, Tokuyama, Yamaguchi 743, Japan

\*\*\*Division of Environmental Sciences, Faculty of Integrated Arts and Sciences,  
Hiroshima University, Higashi-Hiroshima 739, Japan

\*\*\*\*Faculty of Social Information Sciences, Kure University,  
Gohara, Kure 724-07, Japan

**Abstract**: The Koyama Limestone in the southwestern part of Okayama Prefecture of western Japan can be divided into five foraminiferal zones; namely, the *Endothyra-Mediocris* Zone, the *Eostaffella-Millerella* Zone, the *Pseudostaffella-Profusulinella* Zone, the *Fusulinella* Zone and the *Pseudoschwagerina-Parafusulina* Zone in ascending order. It is obvious that this limestone is lacking in the Upper Carboniferous *Triticites* Zone. This fact suggests that the depositional environment of limestone had changed in uppermost Carboniferous to early Permian time. Moreover, some part of the Koyama Limestone is lacking in some kind of foraminiferal zones, and the discontinuous deposition or partial unconformity is inferred.

The distribution of the foraminiferal zones indicates that the Koyama Limestone has a large gentle synclinal structure, which is very different from the fold structure of the Hina Limestone. Judging from the distribution, lithology and geological age of the Koyama Limestone, Yoshii Group, Sugeno Chert Formation and Uji Formation, these Paleozoic strata in this area formed pile nappe structure: the Koyama Limestone thrust over the Middle to Upper Permian Yoshii Group; the Sugeno Chert Formation which is not the

uppermost formation of the Koyama Limestone and the Uji Formation also thrust over the Koyama Limestone. These movements have occurred after the Late Permian and before the deposition of the Upper Triassic Nariwa Group. These strata are closely contacted without fault breccia and fault gouge. This fact suggests that pile nappe structure was probably formed by the submarine sliding.

**Key words** : Koyama Limestone, Carboniferous, Permian, foraminifers, thrust, pile nappe, Oga area

## はじめに

岡山県西部に位置する大賀台地<sup>おおが</sup>では高山石灰岩<sup>こうやま</sup>、中村石灰岩、日南石灰岩<sup>ひな</sup>などの石灰岩体が古生代の碎屑岩層や三疊紀の成羽層群<sup>なりわ</sup>と接して分布している。Ozawa (1925)はこの大賀台地において大賀の押し被せ構造を発見し、それ以後この地域は秋吉台、帝釈台、阿哲台とともに、西南日本内帯の地質構造発達史を解明する上で極めて重要な地域と見なされるようになり、多くの研究者によって地層の層位・構造が研究されてきている(例えば、張, 1939; 小林, 1950; 河合, 1957; 今村, 1959; 吉村, 1961; 横山ほか, 1979)。しかしながら、この地域に分布する地層の起源および各地層間の関係についてはまだ未解決の問題がある。例えば、本地域に点在する石灰岩がどのような経緯で現在の位置に存在しているのか、あるいは近接する高山石灰岩と日南石灰岩との構造が大きく異なるのはなぜか(横山ほか, 1979; 佐田ほか, 1979)、また、高山石灰岩の上位に分布するチャート層を高山石灰岩に含められるのか(吉村, 1961; 横山ほか, 1979; Otoh, 1987)などの疑問点が残されている。さらには周辺のさまざまな地層と高山石灰岩との関係についても、後述のように従来の考え方では説明し難い事象が明らかとなっている。このような問題点の解決が困難な理由の一つとして、これらの地層が二疊紀末以降三疊紀、あるいは白亜紀前期にかけて断続的な変動を受け、それぞれの変動による地層の移動・変形を正確に把握することが難しいということがあげられる。筆者らは、これらの地質構造発達史に関わる問題を解明するためには、石灰岩を指標として、石灰岩体と周辺地層との構造的関係あるいは相対的な運動を把握することが必要であると考えている。本論文はこのような考えに基づいた研究の一つであり、(1)高山石灰岩の層位、(2)高山石灰岩と芳井層群<sup>よし</sup>との関係、(3)高山石灰岩とその上位に分布するチャート層および宇治層との関係を明らかにすることを目的としている。さらには、本地域の地質構造発達史にも若干の考察を加えた。

## 地質概要

調査地域は、中国地方脊梁山地の南に広がるいわゆる吉備高原の南部に位置し、大賀台と呼ばれる顕著な平坦面を形成している。高山市および神野周辺では典型的な石灰岩台地を見ることができる。本地域には、古生界の高山石灰岩、芳井層群、宇治層、菅野チャート層、白亜系の稲倉層、高田流紋岩類、第三系の備北層群および第三系から第四系の高瀬層が分布している (Table 1、Fig. 1a)。

高山石灰岩は、岡山県南西部に広がる大賀台地の南部に分布する東西約4.5km、南北約3.5kmの岩体である。吉村 (1961) は大賀地域の地質をまとめ、特にフズリナ化石群集から、最上位のチャート層も含めた高山石灰岩の地質時代は、石炭紀前期から二疊紀中期におよぶものとした。また、高山石灰岩は南側の芳井層群 (吉村, 1961) と NW-SE ないし E-W 方向の衝上断層によって境され

Table 1. Stratigraphic succession of the Koyama area ( *f.* indicates fault).

Geologic age		Group or Formation	Lithology	Thickness
Quaternary	Pleistocene	Volcanic Rocks	Basalt	
		Takase Formation	Gravel and sand	80m +
Tertiary	Pliocene			
	Miocene	Bihoku Group	Sandstone, shale and conglomerate	30m +
Cretaceous	Late	Takada Rhyolitic Rocks	Rhyolite and its tuff	20m +
	Early	Inakura Formation	Conglomerate and tuffaceous shale	150m +
Triassic	Late	Nariwa Group	Sandstone, conglomerate, mudstone and coal	700m +
Permian	Yoshii Group		Chert, sandstone, mudstone, alt. s.s. & m.s., siliceous m.s. and slump deposits	1300m ±
	<i>f.</i>	Uji Formation	Mudstone and limestone-conglomerate	150m ±
	<i>f.</i>	Sugeno Chert Formation	Chert	40m +
	<i>f.</i>			
Carboniferous	Koyama Limestone		Limestone	350m ±
			Basic volcanic rocks	150m +

ていると考えた。成羽川地域の広域調査報告書（通産省，1967、1969、1970）でも同様の見解が示されており、さらに同報告書では高山石灰岩と北側の富家層（定金，1965）との関係は断層関係であると推定している。高山石灰岩分布域の東部にあたる大原～美牛・大久保にかけては、中部～上部二畳系菅野チャート層（佐野ほか，1987）および上部二畳系宇治層（吉村，1961）が、見かけ上、高山石灰岩の上位に分布している。後述のように、これらは互いに衝上断層で接しているものと考えられる。これらの地層を被うように下部白亜系の稲倉層（今村・楠見，1951）が、地域西部の穴門山神社付近にまとまって分布し、さらに小範囲ではあるが大地西方にも分布している。本地域の西部には上部白亜系の高田流紋岩類（吉田，1961）が分布している。弥高山周辺には、中新統の備北層群が分布する。本地域の北部、東部および南東部には山砂利層とも呼ばれる鮮新世ないし更新世の高瀬層（河合，1957）も広く分布している。弥高山と須志山は、更新世に噴出したと考えられている玄武岩の小丘である。また、調査地の南東方には上部三畳系成羽層群が広く分布している。

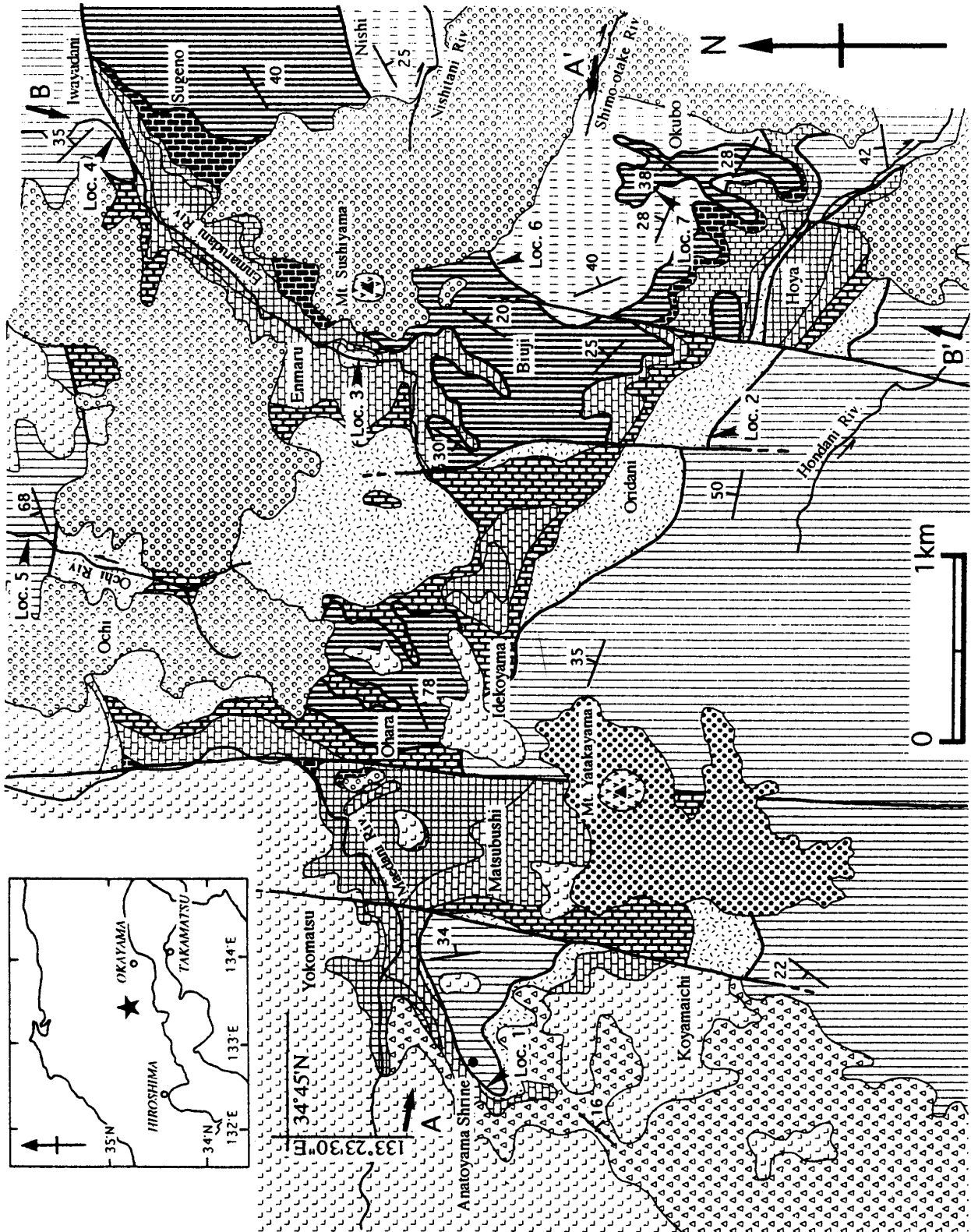


Fig. 1a. Geologic map of the Koyama area. Legend is shown in Fig. 1b.

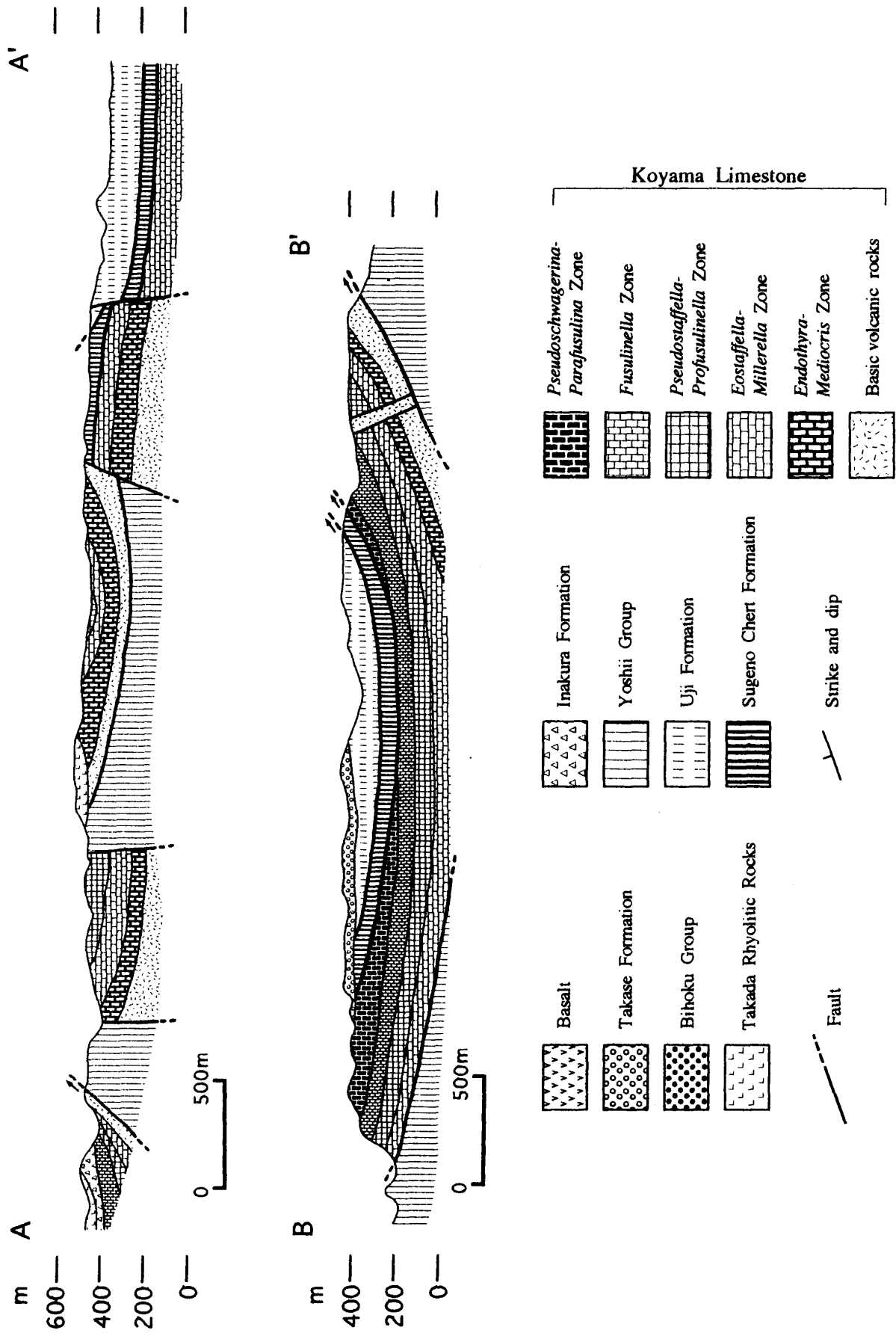


Fig. 1b. Cross section along A-A' and B-B' lines shown in Fig. 1a.

## 層序と岩相

### 1. 高山石灰岩

吉村 (1961) は、張 (1939) によって研究された高山石灰岩を再定義して上部・中部・下部層に区分した。筆者らは後述のように、チャートを主体とする上部層 (菅野チャート層) は高山石灰岩に衝上した岩体と考え、高山石灰岩とは切り離して記載することにした。なお、本論文では、この石灰岩体を張 (1939) および横山ほか (1979) に従って、「高山石灰岩」と呼ぶことにする。

高山石灰岩の最下部には塩基性火山岩類を伴っている。塩基性火山岩類は、暗赤紫色ないし暗緑色を呈する凝灰岩を主体とし、一部溶岩を伴う。本層は、大地、円丸および神野にかけて広く分布している。場所によっては高瀬層に被われているために露出が限られている。また、横松から高山市付近にも小規模ながら分布する。高山市南方および折谷付近に分布するものの一部には、層理面が発達している。走向は一般に  $N60^{\circ}\sim 80^{\circ}W$ 、傾斜は  $40^{\circ}\sim 50^{\circ}N$  である。塩基性火山岩中には少量のチャートや厚さ  $2\sim 3$  cm 程度のレンズ状の石灰岩がしばしば挟まれている。また、上位の石灰岩層との漸移部には、石灰岩の小礫が多く含まれている。本層に含まれる石灰岩中にはフズリナ類を始めとする有孔虫類、ウミユリ、腕足類、サンゴなどの化石を産する。層厚は150m以上と推定される。

塩基性火山岩類の上位の石灰岩層は、横松、松節、出高山、円丸および磐窟谷にかけての谷沿いと折谷から神野にかけての台地に分布している。石灰岩層は一般に灰色ないし灰白色の塊状石灰岩からなり、所によっては厚さ  $5\sim 20$  cm のチャートや塩基性火山岩の薄層を挟んでいる。高山石灰岩最下部の石灰岩は、凝灰質石灰岩を主体とし、淡い赤紫色を呈している。また、調査地域中央部の大原付近に露出している石灰岩は、高田流紋岩類の影響で白色の結晶質石灰岩となっている。

高山石灰岩にはフズリナ類を豊富に含む。この他にも小型有孔虫類、ウミユリ、腕足類、苔虫類およびサンゴなどの化石を産出し、地質時代は石炭紀前期～二畳紀中期と考えられる。本層の層厚は約350mと推定される。また、本石灰岩層の岩相については、横山ほか (1979) が、crinoid-bryozoan bioclastic packstone が主体であることを報告している。

### 2. 芳井層群

吉村 (1961) は、芳井層群を下位から大岳層下部、大岳層上部および三原層と区分していたが、Sada et al. (1985, 1992) のコノドントおよび放散虫の研究によると、従来、大岳層下部と考えられていた碎屑岩層は三原層と区別すべきものではなく、そのなかに含まれるものとし、大岳層上部とされてきたチャートのみを大岳層と再定義している。本論文でもこの区分に従うことにする。

調査地域には、芳井層群上部層の三原層が分布している。本層は、砂岩泥岩互層、珪質泥岩およびスランプ礫岩を主体とし、層状チャート、チャートブロック、凝灰岩層などが挟まれるところもある。砂岩は暗灰色から淡灰色を呈し、層状または塊状である。砂岩中にはしばしば数mm程度の泥岩の岩片が含まれている。砂岩の構成粒子は、主に角ばった細粒ないし中粒の石英と長石からなり、泥岩やチャートの岩片を含んでいる。砂岩泥岩互層は、単層の厚さが数cmから20cm程度の砂岩と数cm以下の泥岩からなる。本層には級化層理や荷重痕が観察され、乱泥流堆積物と考えられる。珪質泥岩は黒灰色を呈し、やや透明感を持っており、一般に放散虫化石を多く含む。また、厚さ数cmの凝灰岩層を挟むこともある。スランプ礫岩は、泥質の基質と砂岩礫から構成される。礫の大きさは、1cm程度から数mのものまでさまざまである。本地域南部では、スランプ褶曲も観察される。

本地域北部の大地および磐窟谷には後述のように芳井層群の一員と考えられる富家層の砂岩、泥岩およびチャートが分布している。これらの地層には、厚さ  $5\sim 60$  cm のレンズ状の石灰岩を挟んで

おり、フズリナ類の化石を多く含んでいる。

また、松節から穴門山神社付近では、本層群が高山石灰岩に囲まれるように分布しており、後述のように高山石灰岩が芳井層群上に衝上しているのが確認できる。本層群の地層の走向は、NE-SW ないし NW-SE 方向で、傾斜は北へ $30^{\circ}$ ～ $70^{\circ}$ のものが多い。本層群の地質時代は、放散虫やコノドントなどの微化石から二畳紀中期から後期と考えられている (Sada et al., 1985, 1992)。

### 3. 菅野チャート層

菅野チャート層は、菅野、西から美牛・大久保付近および大原に分布する。本層は、塊状ないし層状のチャートからなり、レンズ状の石灰岩および石灰岩ブロックを挟在している。レンズ状の石灰岩は10～60cm程度の厚さを示しているが、連続性は悪い。石灰岩ブロックは1～5mの大きさのものが多い。石灰岩の岩質は大部分が礫質で、後述するように有孔虫化石を多く含んでいる。一方、チャートには放散虫化石が認められず、大量の珪質海綿骨針を含んでいることから、本地域北東部の西において佐野ほか (1987) が報告した「海綿骨針チャート」と同一のものと考えられる。本層の層厚は、菅野から西にかけて最も厚く140m程度である。美牛付近では約90mの厚さを持つが、大久保では最大でも40m以下である。大原付近のチャートは特に風化が進んでおり、赤褐色ないし黄褐色を呈し、層厚は最大約60mと推定される。本層の層理面は、NE-SW ないし NW-SE の走向をもち全体には緩やかな傾斜を示すものが多いが、大原では $70^{\circ}$ 以上の傾斜を示すところも認められる。

### 4. 宇治層

宇治層は調査地域の東部に分布し、黒色泥岩、砂岩泥岩互層および礫岩を主体とし、まれに塩基性火山岩やチャートを挟在する。黒色泥岩は、無層理で鱗片状の劈開が発達している。砂岩泥岩互層は、30～80cmの泥岩と1～5cmの砂岩から構成される。また、砂岩がブロック状に挟まれることもある。礫岩は、数mm～10cm程度の角礫を含んでいる。礫種はチャート、石灰岩、砂岩などで、基質は泥質である。また、基底部を始めとして数層準に石灰岩礫岩を挟む。石灰岩礫岩は、石灰岩礫と石灰質泥岩の基質からなる。石灰岩礫が大部分を占め、基質は少量である。礫の大きさは1～5cm程度のものが多く、角礫が主体である。石灰岩礫岩はしばしば泥岩あるいは砂岩の上位にのるよう分布しており、吉村 (1961) が指摘しているように外来岩塊と考えられる。石灰岩礫岩からは、*Yabeina* sp., *Kahlerina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Parafusulina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Schwagerina* sp., *Ozawainella* sp.などを識別した。これは吉村 (1961) が報告したものとほぼ同様であり、石灰岩礫岩の起源となる石灰岩の地質時代は二畳紀中期から後期と考えられる。また、佐野ほか (1987) は、本地域北東部の西の黒色泥岩から放散虫を発見し、本層を中部二畳系上部から上部二畳系最下部と考えている。このことは、石灰岩礫岩の時代が宇治層の堆積年代とほぼ一致していることを示唆している。

宇治層の層厚は、約150mと推定される。地層の走向はNW-SE方向で、北へ $20^{\circ}$ ～ $30^{\circ}$ で傾斜するものが多いが、ばらつきもある。

## 化 石 帯

本研究においては、塊状石灰岩の内部構造を把握するために、小型有孔虫の化石帯の分布を解析した。高山石灰岩の有孔虫化石帯としては、現在までに次の2種類の分帯が示されている。すなわち、横山ほか (1979) は、高山石灰岩を下位より、*Endothyra* 帯、*Millerella* 帯、*Pseudostaffella* 帯、*Profusulinella* 帯、*Fusulinella-Fusulina* 帯および *Pseudoschwagerina-Parafusulina* 帯に区分した。

Sada et al. (1995) は、小型有孔虫を種レベルまで同定し、下位から *Endothyra-Mediocris* 帯、*Eostaffella-Millerella* 帯、*Pseudostaffella-Profusulinella* 帯、*Fusulinella* 帯 および *Pseudoschwagerina-Parafusulina* 帯に区分した。いずれの化石帯も種レベルの分帯を行わず、属レベルの分帯にとどまっている。その原因は、秋吉台や阿哲台などとは異なり、昔から台地上での畑地の開発が進んだことによる石灰岩の露出の乏しさにある。今回の報告における化石帯は、Sada et al. (1995) に従った。化石帯の分布 (Fig. 1a) は、Sada et al. (1995) で報告された各露頭における産出化石および塩基性火山岩の分布などをもとに作成したものである。各化石帯について以下に説明する。

### 1. *Endothyra-Mediocris* 帯

*Endothyra-Mediocris* 帯は、高山石灰岩最下部の塩基性火山岩の直上に分布し、高山市、大原、出高山、円丸および神野にかけて広く露出している。穴門山神社から横松にかけては一部本帯を欠いており、塩基性火山岩を *Eostaffella-Millerella* 帯が直接被っている。本帯の層厚は約60~100mと推定される。

本帯は、*Endothyra similis*, *E. irinae*, *E. exilis*, *E. sp.*, *Endothyranopsis sp.*, *Endostaffella sp.*, *Planoendothyra sp.*, *Mediocris mediocris*, *M. breviscula* などによって特徴づけられる。すなわち、本帯は *Eostaffella* 属が出現するまでの化石帯と位置づけられる (Fig. 2)。*Planoendothyra sp.*, *Mediocris mediocris* および *M. breviscula* は、本帯の上部に産出する。岩相は biomicrite を主体とするが、折谷北部や出高山北部では sparite 質のものも含まれている。また、折谷には oolite を多く含有している石灰岩が認められる。

Species	Zone	<i>Endothyra-Mediocris</i> Zone	<i>Eostaffella-Millerella</i> Zone	<i>Pseudostaffella-Profusulinella</i> Zone	<i>Fusulinella</i> Zone	<i>Pseudoschwagerina-Parafusulina</i> Zone
<i>Endothyra similis</i>		.....				
<i>E. irinae</i>		.....				
<i>E. exilis</i>		.....				
<i>E. sp.</i>		.....				
<i>Endostaffella sp.</i>		.....				
<i>Planoendothyra sp.</i>		.....				
<i>Mediocris mediocris</i>		.....				
<i>M. breviscula</i>		.....				
<i>M. sp.</i>		.....				
<i>Eostaffella ikensis</i>			.....			
<i>E. akiyoshiensis</i>			.....			
<i>E. kanmerai</i>			.....			
<i>E. mosquensis</i>			.....			
<i>E. paraprisca</i>			.....			
<i>E. shuhodoensis</i>			.....			
<i>E. sp. A</i>			.....			
<i>Millerella marblensis</i>			.....			
<i>M. bigemmicula</i>			.....			
<i>Ozawainella japonica</i>			.....			
<i>Pseudostaffella minuta</i>				.....		
<i>P. taishakuensis</i>				.....		
<i>Nankinella yokoyamai</i>				.....		
<i>Profusulinella toriyamai</i>				.....		
<i>P. rhomboides</i>				.....		
<i>P. sp.</i>				.....		
<i>Fusulinella taishakuensis</i>					.....	
<i>Schubertella kingi</i>						.....
<i>Pseudoschwagerina sp.</i>						.....
<i>Schwagerina sp.</i>						.....
<i>Pseudofusulina sp.</i>						.....
<i>Parafusulina sp.</i>						.....

Fig. 2. Stratigraphic distribution of foraminifers in the Koyama Limestone.



## 2. *Eostaffella-Millerella* 帯

*Eostaffella-Millerella* 帯は、穴門山神社、松節、大地西方、出高山、円丸、磐窟谷および神野付近に分布している。前述したように、穴門山神社付近では、本帯が直接塩基性火山岩を被っている。この地域は、高山市付近を通る南北性の断層の西側に当たり、塩基性火山岩類の上に *Endothyra-Mediocris* 帯、*Eostaffella-Millerella* 帯が順に重なる断層東側の石灰岩とは、異なる層序を示している。本帯の層厚は、約50~100mと推定される。

本帯は、*Eostaffella ikensis*, *E. akiyoshiensis*, *E. kanmerai*, *E. mosquensis*, *E. paraprisca*, *E. shuhodoensis*, *E. sp. A*, *Millerella marblensis*, *M. bigemmicula*, *Ozawainella japonica* などによって特徴づけられる。*Eostaffella shuhodoensis*, *E. sp. A*, *Millerella* 属および *Ozawainella* 属は本帯の最下部には認められない。また、*Endothyra* 属の一部と *Endothyranopsis sp.* および *Mediocris mediocris* は本帯中部で消滅している (Fig. 2)。岩相は biomicrite を主体としているが、穴門山神社付近では biosparite も認められる。また、出高山周辺および横松から松節の一部では oolite を多く含んでいる。

## 3. *Pseudostaffella-Profusulinella* 帯

*Pseudostaffella-Profusulinella* 帯は、横松、出高山、円丸および神野東方にかけて分布する。横松では広い分布を示すが、その他の地域では帯状に狭い範囲に現れている。横松では、本帯と *Pseudoschwagerina-Parafusulina* 帯の間に *Fusulinella* 帯が欠如しているところがあり、部分的な不整合の可能性もある。本帯の層厚は地域によって差があるが、最大80m程度と推定される。

本帯は、*Pseudostaffella minuta*, *P. taishakuensis*, *Nankinella yokoyamai*, *Eoschubertella sp.*, *Profusulinella toriyamai*, *P. fusiformis* などによって特徴づけられる。*Pseudostaffella* 層は本帯の最下部から出現するのに対して、*Profusulinella* 属はやや上位の層準で認められる (Fig. 2)。また、本帯においては、*Endothyra exilis* および *Planoendothyra* が消滅する。*Eostaffella-Millerella* 帯の大部分の種は本帯にも出現するが、その一部は本帯の上部あたりで消滅している。特に、*Eostaffella mosquensis* は本帯には全く認められない (Fig. 2)。本帯の石灰岩の岩相は、biomicrite が多いが、松節では一部 biosparite が認められる。

## 4. *Fusulinella* 帯

*Fusulinella* 帯は、穴門山神社、横松東方、円丸および神野東方に分布する。神野東方を除いてはいずれの地域でもその分布範囲は狭い。横山ほか (1979) および Sada et al. (1995) でも指摘されているように、本石灰岩には石炭紀後期の *Triticites* 帯が欠如しており、*Fusulinella* 帯と上位の *Pseudoschwagerina-Parafusulina* 帯との間には不整合であると考えられる。本帯の層厚は約70~110mと推定される。

本帯は、*Fusulinella taishakuensis*, *F. rhomboides*, *F. sp.* などによって特徴づけられる。*Endothyra-Mediocris* 帯および *Eostaffella-Millerella* 帯から続いていた種は本帯の下部で全て消滅している (Fig. 2)。また、*Pseudostaffella-Profusulinella* 帯の種も本帯の中部から上部で消滅する。つまり、本帯は高山石灰岩の1つの大きな区切りとして認識される。本帯の石灰岩の岩相は、biomicrite および biosparite の両方が見られる。明確な区分はできないが、本帯下部では micrite が優勢で、上部では sparite が優勢である。

## 5. *Pseudoschwagerina-Parafusulina* 帯

*Pseudoschwagerina-Parafusulina* 帯は、高山石灰岩の二畳系の部分である。本帯は、横松、大地西方、円丸および神野北方に分布している。層厚は約40~150mと、かなり地域差がある。

本帯は、*Schubertella kingi*, *Pseudoschwagerina sp.*, *Schwagerina sp.*, *Pseudofusulina sp.*, *Parafusulina sp.* などで特徴づけられる。本帯から産出される化石の個体数が少ないため、種名を

確定できないものも多い。Fusulinella 帯までの種は全て消滅している (Fig. 2)。本帯の石灰岩の岩相は、biosparite を主体としている。

## 地 質 構 造

### 1. 高山石灰岩の地質構造

高山石灰岩の地質構造は、基本的には東西性の軸を持つゆるやかな向斜構造で特徴づけられる。この向斜構造は、横山ほか (1979) の報告とほぼ調和的である。褶曲軸は東へプランジしているため、中央部から西部では塩基性火山岩や *Endothyra-Mediocris* 帯が、一方、東部では *Fusulinella* 帯および *Pseudoschwagerina-Parafusulina* 帯が広く分布する。大原付近では地層は水平に近くなり、ややドーム状の構造を示している。出高山の北東部では各化石帯が同心円状に分布しており、盆状構造を形成しているものと考えられる (Fig. 1a)。神野付近では化石帯が繰返し現れている。横山ほか (1979) は、これを東西性の低角断層によるものと考えている。しかしながら、筆者らは地層および化石帯の分布から、この断層は、南へ高角度で傾斜するものであり、東西方向に延びる塩基性火山岩は断層に挟まれて分布するものと判断した (Fig. 1b)。つまり、後述するように高山石灰岩が芳井層群上に衝上する前に、このような高角度の断層がすでに形成されていたものと推定される。

前述のように、高山石灰岩は全体的には比較的緩やかな構造を呈している。一方、高山石灰岩の南方に分布する日南石灰岩では波長100~300mの閉じた褶曲構造が解析されている (佐田ほか, 1979)。つまり、高山石灰岩は、日南石灰岩とは全く異なる褶曲構造を示しており、このことは、両者の受けた変形運動の相違を表しているものと考えられる。

本地域の地質構造上の特徴として、南北系の高角度断層があげられる。これらの断層系は、西日本内帯に発達する断層の一般的なセンスと調和的である。本断層は稲倉層および高田流紋岩類を切って、備北層群に被われている。この断層によって、前述した化石帯の東西方向の連続性も断たれている。特に、調査地域西部の松節付近では、南北性の断層で境せられた東側と西側とでは地質構造が大きく異なっている。すなわち、東側の高山石灰岩は、東ないし北東へ傾斜した単斜構造を示しているが、西側の穴門山神社付近では、高山石灰岩は逆に西ないし南西へ傾斜しており、対称的な構造となっている。

### 2. 高山石灰岩と芳井層群との関係

吉村 (1961)、通商産業省 (1967、1969、1970) および横山ほか (1979) は、高山石灰岩北方に分布する富家層は芳井層群に対比可能であり、高山石灰岩が芳井層群上に衝上していると報告している。筆者らもこれらの見解を支持するものである。ここでその根拠を整理する。なお、本論文で用いる「衝上」は、上下関係にある地層において、上盤側が下盤側の地層に乗り上げた緩傾斜の断層運動を意味している。

(1)すでに述べたように、高山石灰岩は有孔虫化石の研究から、石炭紀前期から二畳紀中期の地質時代のものであることが明らかとなっている。一方、見かけ上、高山石灰岩の下位に分布する芳井層群においては、三原層の珪質泥岩から二畳紀中期から後期を示す放散虫が報告されている (Sada et al., 1992)。従って、地質時代が新しい芳井層群の上に、それよりも古い高山石灰岩が乗っていることになる。

(2)松節から穴門山神社付近にかけては、石灰岩の下位に地窓状に芳井層群三原層と考えられる砂岩が分布している (Fig. 1a の Loc. 1)。また、折谷や神野南部でも高山石灰岩が芳井層群に衝上しているのが観察される (Fig. 1a の Loc. 2)。ただし、その接触面は密着しており、特に破碎帯

は認められない (Fig. 3)。このことは、これまでに中国地方で報告されているように (大藤, 1984 ; 於保ほか, 1985 ; 於保・佐田, 1986)、衝上運動が海底地すべりによる可能性が高いことを示唆している。

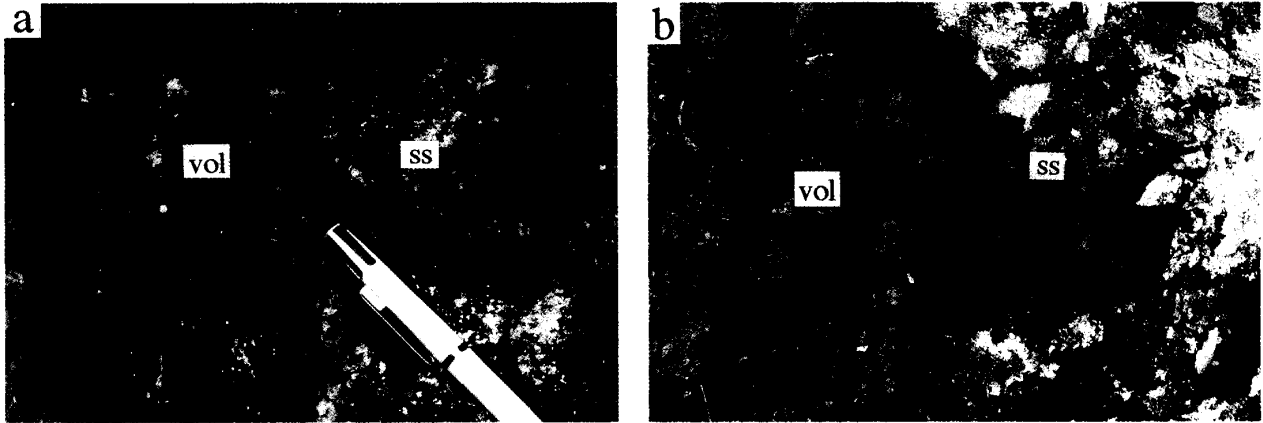


Fig. 3. Boundary between basic volcanic rocks (vol) of the Koyama Limestone and sandstone (ss) of the Mihara Formation (Yoshii Group) without fault breccias (a: Loc. 1, b: Loc. 2).

(3)須志山西方の谷底 (Fig. 1a の Loc. 3)、磐窟谷付近 (Fig. 1a の Loc. 4) および大地東方の谷沿い (Fig. 1a の Loc. 5) の3地点の富家層の石灰岩礫からフズリナ類を発見した。横山ほか (1979) は、須志山西方の谷底の露頭 (規模が小さいため Fig. 1a には塩基性火山岩のみ表現している) に現れる石灰岩礫を伴う泥岩層を宇治層として報告している。しかし、この露頭では泥岩層の上位に高山石灰岩最下部の塩基性火山岩がほぼ水平な境界面を持って重なっていること、および富家層との岩質の類似性から、この泥岩層は富家層であると考えられる。石灰岩礫からは、*Schwagerina* sp., *Quasifusulina* sp., *Pseudofusulina* sp., *Neoschwagerina* sp. などを確認した。また、磐窟谷のチャート中のレンズ状石灰岩および大地東方の砂岩中のレンズ状石灰岩からは、*Yabeina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Sumatrina* sp. などが認められ、前述した芳井層群の時代と合致する。Otoh (1987) も、磐窟谷のチャートから二畳紀のコノドントとみなされる *Neogondolella* sp. を報告している。さらに、津島 (1995MS) は、磐窟谷北方の珪質泥岩から *Follicuculus* sp. および *Pseudoalbaillella* sp. を発見し、本層の地質時代を二畳紀中期から後期と推定した。この時代は三原層の地質時代と一致する。これらの事実と岩相・地質構造を考慮すると、富家層は芳井層群とは一連の地層と考えるのが妥当である。

以上のことから、高山石灰岩は、現在、南側と北側に分布している芳井層群三原層および富家層の上に衝上した独立的な岩体であると結論づけられる。

### 3. 高山石灰岩と菅野チャート層および宇治層との関係

従来、高山石灰岩、その最上部に分布するチャート層 (菅野チャート層) および宇治層は、この順に整合もしくは不整合で接しているものと考えられてきた (吉村, 1961 ; 横山ほか, 1979 ; Otoh, 1987)。しかしながら、次に示すような理由で、菅野チャート層および宇治層はそれぞれ高山石灰岩上に衝上した岩体であると考えられる。

(1)前述のように、高山石灰岩の上位に分布するチャート中にはいずれも放散虫化石が認められず、大量の珪質海綿骨針を含んでおり、佐野ほか (1987) が報告した「海綿骨針チャート」と同一のものと考えられる。また、後述のようにフズリナを含む石灰岩を挟むことでも共通しており、「菅野チャート層」としてまとめるのが妥当である。

(2)菅野チャート層は、大原では高山石灰岩の上位に、美牛では高山石灰岩と宇治層の間に挟まれ

て分布している。また、大久保では高山石灰岩および宇治層の上に、両者の層理面とは斜交して分布している (Fig. 1a)。つまり、菅野チャート層はさまざまな層準に存在しており、その構造は周辺の地層と調和していない。

(3) 本地域の中央部に位置する大原では、菅野チャート層は高山石灰岩最下部の *Endothyra-Mediocris* 帯の直上に分布している。地層の傾斜は急傾斜を示す所があり、高山石灰岩の構造とは調和的でない。また、大原東方の美牛では *Eostaffella-Millerella* 帯の上位に分布している (Fig. 1a)。これらのことから、菅野チャート層を高山石灰岩から続く連続的な堆積物であるととらえることには問題がある。

(4) 菅野チャート層は、レンズ状の石灰岩を挟んでいる。吉村 (1961) は調査地域北東部の西のレンズ状石灰岩から、*Parafusulina* sp., *Afghanella* sp. および *Neoschwagerina* sp. を報告している。筆者らは大久保のチャート層中の石灰岩から *Fusulinella taishakuensis*, *F.* sp., *Triticites obai*, *T.* sp. および *Schwagerina* sp. を新たに発見した。これらのフズリナ類から判断すると、西のチャート層に含まれるレンズ状石灰岩は高山石灰岩より上位の化石帯を含んでいる。一方、大久保のチャート層中のレンズ状石灰岩には、高山石灰岩と同時代および高山石灰岩では欠如している *Triticites* 帯のフズリナ類が含まれている。つまり、菅野チャート層は、石炭紀後期から二畳紀中期のフズリナ類を連続的に産出する石灰岩礫を含んでおり、石灰岩体から礫の供給を受け得る堆積場に堆積したものである。すなわち、現在の分布が示すように高山石灰岩の直上に堆積したのではなく、石灰岩体から続く斜面上に堆積したものと考えられる。また、礫の供給源が、高山石灰岩とは異なる石灰岩体であった可能性もある。いずれにしても、菅野チャート層は、もともと高山石灰岩とは離れた地域に分布していた異地性の岩体であると考えられる。

(5) 大久保の菅野チャート層に含まれるレンズ状の石灰岩から産出するフズリナは石炭紀後期～二畳紀前期のものである。一方、宇治層は佐野ほか (1987) によると、中部二畳系上部から上部二畳系最下部とされている。チャート層中のレンズ状石灰岩がチャートとほぼ同じ時代のものであるとすれば、菅野チャート層はそれより若い地層の上に乗っていることになる。

(6) 宇治層の基底部に存在する石灰岩礫岩には、*Yabeina* sp., *Neoschwagerina* sp. などのフズリナが含まれている。これらの化石は高山石灰岩には全く含まれていない。また、美牛から大久保にかけて、宇治層が菅野チャート層に挟まれるように分布している。これらのことは、宇治層も高山石灰岩の直上に堆積したのではなく、異地性の岩体であることを示唆している。

(7) 高山石灰岩と菅野チャート層との境界面は、露頭としてはまだ発見されていない。菅野チャート層と宇治層との境界面は、いくつかの地点で認められる。美牛では、全体としては宇治層が菅野チャート層の上に乗っているが、その境界付近では菅野チャート層が宇治層の石灰岩礫岩に互層状に挟まれているのが観察される (Fig. 1a の Loc. 6)。また、大久保では、宇治層の上に乗る菅野チャート層が認められる (Fig. 1a の Loc. 7)。これらの各境界面には、破碎帯やせん断面は認められず (Fig. 4)、高山石灰岩と芳井層群の場合と同様に、海底地すべりによって移動、再配置された可能性が高い。

以上のような根拠から、菅野チャート層および宇治層は高山石灰岩に衝上した異地性の岩体であり、菅野チャート層と宇治層も衝上関係にあるものと考えられる。

### 考察とまとめ

高山石灰岩体は小型有孔虫と紡錘虫によって5つの化石帯に区分される (Sada et al., 1995)。す

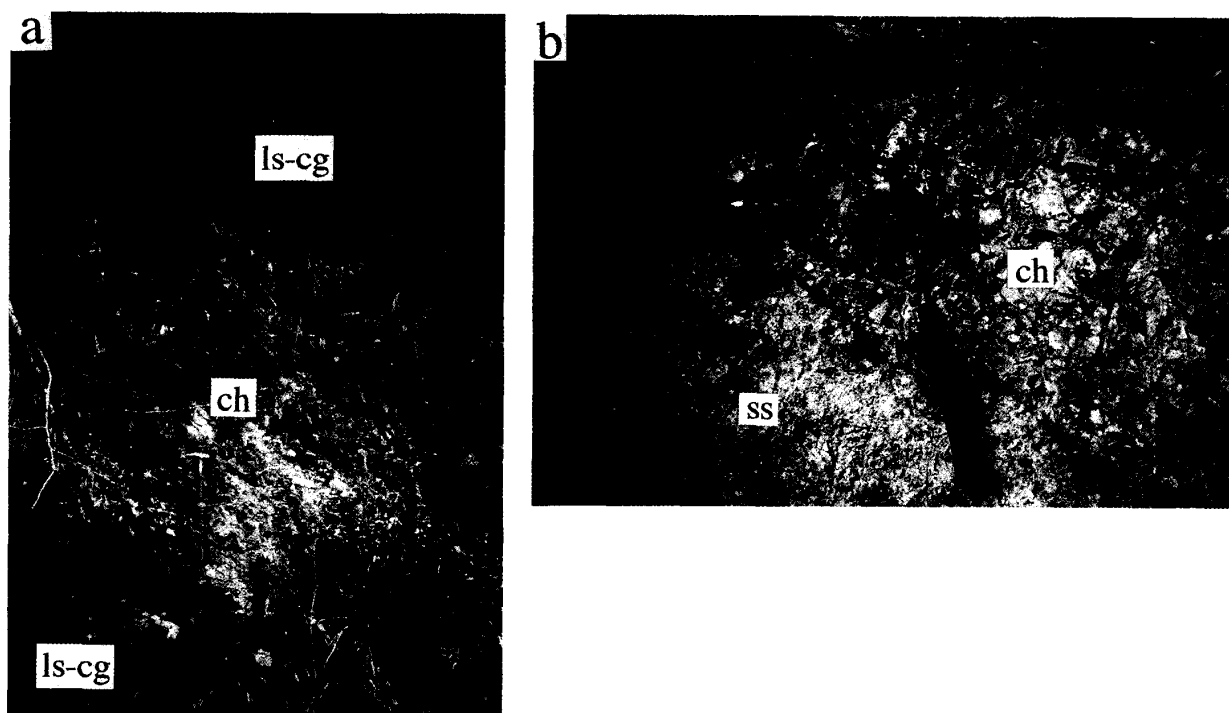


Fig. 4. a: The Sugeno Chert Formation (ch) intercalated in limestone-conglomerate (ls-cg) of the Uji Formation at Loc. 6. The chert contacts closely with the limestone-conglomerate without fault breccia and fault gouge. b: Boundary between the Sugeno Chert Formation (ch) and sandstone (ss) of the Uji Formation at Loc. 7. Note that there are no fault breccia and fault gouge at the boundary.

なわち、下位より *Endothyra-Mediocris* 帯、*Eostaffella-Millerella* 帯、*Pseudostaffella-Profusulinella* 帯、*Fusulinella* 帯および *Pseudoschwagerina-Parafusulina* 帯である。石炭系上部の *Triticites* 帯は欠如しており、不整合が推定される。また、穴門山神社付近では *Endothyra-Mediocris* 帯が、松節では *Fusulinella* 帯が欠如している。このことは部分的な不整合、あるいは狩野・吉田 (1994) が秋吉石灰岩や青海石灰岩で指摘したように、高山石灰岩でも不連続的な堆積が存在する可能性を示唆している。

化石帯の分布から高山石灰岩の内部構造は、比較的緩やかな向斜構造を基本としたものであることが解明された。これは南方に分布する日南石灰岩の褶曲構造 (佐田ほか, 1979) とは対照的である。また、高山石灰岩の下底では破碎帯が認められない。しかしながら、藤本ほか (1995) が報告しているように、高山石灰岩南東方の下谷石灰岩体は緩やかな向斜構造をもち、その下底に大規模な破碎帯を伴って成羽層群と接している。このように、近接する石灰岩がそれぞれ異なった内部構造をもち、その下底において異なる断層形式を示すことは注目に値する。つまり、これらの特徴はそれぞれの石灰岩がすべて一様な運動を経験したものではなく、異なる時代のいくつかの運動の組合せと固有のすべり形態によって形成されたことを示唆している。

高山石灰岩の見かけ上の下位には、産出化石から判断すると二疊紀中期から後期の堆積岩類が広く分布している。これらは一括して芳井層群とすべき地層であり、高山石灰岩は、芳井層群上に衝上した岩体であると考えられる。露頭で見える限り、衝上断層面に大規模な破碎帯は認められず、海底地すべりによる運動の可能性が高い。衝上の時期については、本地域の南東方に分布する成羽層

群と古生層の関係から考えることが重要である。すなわち、成羽層群は基本的には古生層を不整合に被っており（大藤，1985）、このことから海底地すべりによる衝上運動の主たる時期は、上部三疊系成羽層群堆積前と考えられる。一方、衝上の始まりは、高山石灰岩の堆積が終了する二疊紀末以降であろう。ただし、石灰岩の内部に不整合の存在が推定される石炭紀末にも変動を受けた可能性はある。また、現在の石灰岩が古生界の碎屑岩層の上に点在している分布状況から、この海底地すべりは複数回繰り返されたものと推定される。なお、藤本ほか（1994）が報告したように、成羽層群堆積後も石灰岩が成羽層群に衝上するような運動が大賀地域に存在していたものと考えられる。この運動は、日南石灰岩や下谷石灰岩の下底において示されるように、成羽層群との境界面に破碎帯を伴っていることを特徴としている（佐田ほか，1979；藤本ほか，1994）。このことから、石灰岩が成羽層群の上に存在しているのは海底地すべりによるものではなく、テクトニックな運動である可能性が高い。

前述したように、今まで高山石灰岩の一員とされてきたチャート層は、菅野チャート層として区分されるべきものであり、高山石灰岩上へ衝上した岩体と考えられる。また、宇治層も同様に衝上した岩体と考えられる。衝上の主な時期は、高山石灰岩と同様に二疊紀末から成羽層群堆積前と考えられる。ただし、宇治層の分布が菅野チャート層に挟まれるように分布すること（Fig. 1a）、あるいは露頭規模では宇治層にもチャート層が挟まれること（Fig. 4a）などを考慮すれば、これらの地層の堆積中にも混在化を進めるような運動、つまり海底地すべりが発生していた可能性もある。

以上述べてきたように本地域に分布する石炭紀から二疊紀にかけての地層群は全て衝上岩体としてとらえられ、全体としてパイルナップ構造を呈している。このような地質構造は、西日本内帯において、例えば早坂（1987）によって報告されている。なお、堆積場について考えると、高山石灰岩にはレンズ状のチャートが挟まれ、また菅野チャート層および宇治層にはレンズ状ないしブロック状の石灰岩を含んでおり、堆積場は近接していたものと推定される。つまり、菅野チャート層の堆積場も深海域ではなく、佐野ほか（1987）が報告しているように、海山の斜面下部から麓部のような比較的浅い海域であったと推定される。

高山石灰岩も含めて内帯に分布する中古生層は、二疊紀末～三疊紀初めの付加体とする考え方があるが（例えば、勘米良，1983）、本地域の古生層で見られるようなパイルナップ構造は、個々の地層が付加されて形成されたものではなく、前述のように海底地すべりによって移動・再配置された可能性が高い。つまり、本地域の地層群が付加される前にこれらの構造はほぼ完成されていた可能性がある。しかしながら、この推論を根拠づけるためには、今後さらに非石灰岩層の詳細な層序・構造を明らかにする必要がある。また、中国地方の内帯に広く適用できるかどうかについても、今後の課題である。

以上の結果を次にまとめる。

(1)高山石灰岩は、小型有孔虫および紡錘虫によって5つの化石帯に区分されるが、石炭系上部の *Triticites* 帯は欠如しており、不整合が推定される

(2)高山石灰岩の内部構造は、緩やかな向斜構造で、日南石灰岩とは対照的である。

(3)石灰岩の化石帯の分布は南北系の断層の両側で異なっている。また、地区によっては化石帯の欠如が見られ、不連続的堆積あるいは部分的な不整合の可能性を示唆している。

(4)見かけ上、高山石灰岩の下位に分布する二疊系は全て芳井層群としてまとめられ、高山石灰岩は芳井層群上に衝上している。

(5)菅野チャート層は、高山石灰岩の最上部層ではなく、高山石灰岩上へ衝上した異地性の岩体である。また、宇治層も同様に衝上岩体と考えられる。つまり、本地域に分布する古生層は石灰岩も

含めて、パイルナップ構造を形成している。この主たる形成時期は、二疊紀末から上部三疊系成羽層群堆積前と推定される。

(6)これらのパイルナップ構造は、複数回の海底地すべりによって形成された可能性が高い。

## 謝 辞

本研究を行うに当たり、広島大学総合科学部自然環境研究講座（地学系）の諸先生からは御助言および御援助を賜った。深く感謝の意を表します。

## 文 献

- 張 麗旭(1939)：岡山県川上郡大賀四近の地質, 特に大賀衝上について(演旨). 地質雑, 46, 294-295.
- 藤本 睦・於保幸正・平山恭之(1994)：岡山県大賀南西部における非変成古生層と上部三疊系成羽層群の間の衝上断層. 地質雑, 100, 709-712.
- 藤本 睦・佐田公好・於保幸正(1995)：岡山県大賀南西部の下谷石灰岩体の層位. 化石, no. 58, 28-36.
- 早坂康隆(1987)：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. 広島大学地学研報, no. 27, 119-204.
- 今村外治(1959)：岡山県下のペルム—石炭紀石灰岩層群. 岡山県地下資源調査報告書, no. 11, 1-12.
- 今村外治・楠見 久(1951)：岡山県小田郡稲倉村地方の所謂硯石層群について. 広島大学地学研報, no. 1, 1-14.
- 勘米良亀齡(1983)：西南日本上部古生界の堆積造構過程に関する一問題—外来堆積体の付加—.  
日本地質学会西日本支部第100回例会記念シンポジウム論文集, 67-76.
- 狩野彰宏・吉田 靖(1994)：秋吉帯石炭系石灰岩の不連続的堆積. 地質雑, 100, 731-742.
- 河合正虎(1957)：中国山地における後期中生代の地殻変動について. 地質雑, 63, 289-299.
- 小林貞一(1950)：日本地方地質誌, 中国地方. 朝倉書店, 東京, 249pp.
- 於保幸正・井上 理・佐田公好(1985)：広島県油木地域の石炭・二疊系の層序と構造. 地質雑, 91, 771-778.
- 於保幸正・佐田公好(1986)：広島県帝釈台南西部における石灰岩層群と非石灰岩層の構造関係.  
地質雑, 92, 421-428.
- 大藤 茂(1984)：阿哲—大賀地域のナップ構造について. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 546.
- 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, 779-786.
- Otoh, S. (1987) : Late Paleozoic tectonic development in the northern part of the Chichibu geosyncline in the East Chugoku mountains, Southwest Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, 21, 379-415.
- Ozawa, Y. (1925) : The post-Paleozoic and late-Mesozoic earth movements in the Inner Zone of Japan. *Jour. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo, [II]*, 1, 91-104.
- 定金司郎(1965)：岡山県川上郡富家地域の古生層. 岡山大地学研報, no. 1, 103-110.
- 佐田公好・秀 敬・藤本 睦(1979)：岡山県日南石灰岩の層位と地質構造についての予察的研究.

- 広島大総合科学部紀要Ⅳ, 4, 15-21.
- Sada, K., Oho, Y., Inoue, M., Koike, T., Okada, D. and Kaneko, K. (1985) : A discovery of microfossil faunas from the Otake Formation in Okayama Prefecture, western Japan. *Proc. Japan Acad.*, 61, Ser. B, 197-199.
- Sada, K., Takata, Y. and Oho, Y. (1992) : Radiolarian faunas discovered from the Permian Yoshii Group in Okayama Prefecture, western Japan. In Ishizaki, K. and Saito, T. eds., *Centenary of Japanese Micropaleontology*, 383-387.
- Sada, K., Nomura, K. and Fujimoto, M. (1995) : Carboniferous Primitive Fusulinaceans from the Koyama Limestone in Okayama Prefecture, western Japan. *Mem. Fac. Integrated Arts and Sci., Hiroshima Univ.*, Ser. IV, 21, 33-67.
- 佐野弘好・飯島康夫・服部弘通(1987) : 中国山地中央部秋吉帯古生界の層序. 地質雑, 93, 865-880.
- 津島敦生 (1995MS) : 岡山県川上郡備中町における石炭～二畳系石灰岩と二畳系碎屑岩の関係. 広島大学総合科学部, 卒業論文.
- 通商産業省 (1967) : 昭和41年度広域調査報告書「成羽川地域」. 19pp.
- 通商産業省 (1969) : 昭和42年度広域調査報告書「成羽川地域」. 19pp.
- 通商産業省 (1970) : 昭和43年度広域調査報告書「成羽川地域」. 28pp.
- 横山忠正・長谷 晃・沖村雄二 (1979) : 高山石灰岩の堆積相. 地質雑, 85, 11-25.
- 吉田博直 (1961) : 中国地方中部の後期中生代の火成活動. 広島大地学研報, no. 8, 1-39.
- 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. 広島大地学研報, no. 10, 1-36.