帝釈地域のペルム紀珪質—泥質岩類の層序と 粗粒碎屑岩類との構造的関係*

五 島 昇**

Stratigraphy of Permian siliceous-argillaceous rocks and
their tectonic relation with coarse-grained clastics
in the Taishaku area, Southwest Japan*

Noboru GOTO**

Abstract In the Taishaku area, northeastern Hiroshima Prefecture, weakly metamorphosed non-calcareous Paleozoic rocks are widely distributed. They consist of two distinct lithologic units, *i.e.* siliceous-argillaceous rocks (Notabiyama Formation) and coarse-grained terrigenous clastic rocks (Maedani Formation). These two lithologic units occur in tectonically interlayered manner, without showing stratigraphical relation.

The Notabiyama Formation is composed of greenstone (150 m), chert (100—200 m), acidic tuff (30—150 m) and mudstone (300 m) in ascending order. The radiolarian assemblages from these rocks indicate that the age of the chert is (Late Carboniferous?—) Early to Middle Permian and that of the acidic tuff and mudstone is Middle Permian, respectively. On the other hand, the Maedani Formation is composed mainly of coarse-grained sandstone with minor amount of mudstone and its age has been regarded as the Late Permian or younger on the basis of the occurrence of fusulinids from limestone pebbles in conglomerates.

The chronological coincidence between the chert of the Notabiyama Formation and the Taishaku Limestone Group indicates that these chert and limestone deposited at the same time but in different environments as lateral equivalents. The upward lithologic change in siliceous-argillaceous rocks, from chert to mudstone, also suggests that the depositional sites of these rocks shifted from pelagic to hemipelagic environment during Middle Permian time.

The Notabiyama Formation tectonically lies on the Maedani Formation with a thrust fault which is almost parallel to the bedding surface of the two formations. Like the cases of the Permian rocks in other areas within the Akiyoshi Terrane, the encounter of the siliceous-argillaceous rocks and the coarse-grained clastic rocks, and their mutual superposition took place during the Late Permian time.

はじめに

西南日本内帯, 秋吉帯 (市川, 1984) の弱変成古生層

1987 年 11 月 18 日受付. 1988 年 4 月 26 日受理.

* 日本地質学会西日本支部第 109 回例会 (1986, 山口), 日本地質学会第 93 年学術大会 (1986, 山形) にて一部講演.

** 山口大学理学部地質学鉱物科学教室 (現在, 兵庫県立家島高等学校).
Department of Geology and Mineralogical Sciences, Faculty of
Science, Yamaguchi University, Yamaguchi, 753 Japan.
Present address: Ieshima High School, Hyogo, 672-01 Japan.

は, その構成岩類の岩相に基づいて, 石灰岩相および非石灰岩相に二分される (TORIYAMA, 1954; 長谷・沖村, 1971). 石灰岩相は大規模な石灰岩により特徴づけられ, 秋吉石灰岩, 阿哲石灰岩などがその代表である. これらの石灰岩は石炭紀からペルム紀のフズリナ・サンゴ化石を多産することから, その生層序, 年代および堆積環境について詳しく研究され, これらの石灰岩は浅海成ないし, 一部造礁成であることが明らかにされた (太田,

1968; 長谷ほか, 1974). そこでこれらの石灰岩 およびその下底に伴われる塩基性岩類は, 過去の海山およびその上に発達した生物礁複合体として一般に理解されている(例えば, 太田, 1968; 勘米良, 1983).

一方, 非石灰岩相古生層は, 砂岩, 泥岩, チャートなどから成り, しばしば石灰岩相古生層に隣接して分布する. 秋吉地域の 大田層群(藤井, 1972)や常森層(三上, 1974)がその例である. 従来, 非石灰岩相の諸岩類の年代については, 砂岩層中に挟在される石灰岩礫岩岩体, あるいは砂岩中の石灰岩礫から, まれに産するフズリナ化石に基づいて, 間接的にペルム紀新世とされ, その砂岩の見掛けの上位に分布するチャートおよび泥岩の年代については, 年代決定に有効な化石が発見されていなかったため, 見掛けの地層の積み重なりに基づき, ペルム紀最後期とされていた(長谷ほか, 1974). ところが最近, これらのチャートおよび泥岩より, 石炭紀からペルム紀の放散虫およびコノドント化石の産出が報告されるようになった(例えば, 佐野ほか, 1983; 磯崎, 1983; UCHIYAMA *et al.*, 1986). その結果, 砂岩とチャートおよび泥岩については, 一連整合の地層を構成するものではないことが示され, 単純に見掛けの累重関係にのみ基づく層序および年代の設定が不適当なことが明らかになった. 特に勘米良(1983)は, これらのチャートの年代が, 上述の石灰岩の年代と重複することを指摘し, 非石灰岩相中のチャートを海山上の石灰岩と同時に異相・側方移化関係をもって堆積した, 過去の遠洋深海堆積物であるとみなした.

広島県北東部の帝釈地域に分布する弱変成古生層は, 同様に石灰岩相および 非石灰岩相に区分される(長谷・沖村, 1971). 本地域に関する従来の研究のほとんどは, 帝釈石灰岩の生層序 および年代に関するものであった(例えば, 吉野, 1937a, b; 長谷, 1964; 長谷ほか, 1974; 佐田, 1974). 非石灰岩相の 諸岩類については, 長谷(1965), 河合(1967)や長谷ほか(1974)の研究があるが, その詳細な層序, 年代および 地質構造に関しては, いまだに不明確な点が多い. 最近になって, 磯崎(1983, 1984)は帝釈地域に 分布するチャートおよび 泥岩より, ペルム紀放散虫化石の産出を報告し, チャート, 酸性凝灰岩および泥岩の層序および粗粒碎屑岩類を含めた地質構造について, 予察的考察を行った. 一方, 於保(1984, 1985)は非石灰岩相の 諸岩類の分布形態に着目し, 従来と異なる地質構造の解釈を示した.

特に帝釈台の北ないし北西部に分布する, 砂岩, チャートおよび泥岩の層序, 地質構造については, 以下に示す通り, 研究者の間で大きく見解が異なる.

(a)下位より, 砂岩, チャートおよび泥岩が整合に累重する(長谷ほか, 1974).

(b)チャートおよび泥岩がスラストを介して砂岩の上位に構造的に累重する(磯崎, 1983, 1984).

(c)砂岩・泥岩層の上にチャートのみがスラストを介して構造的に累重する(於保, 1984, 1985).

本研究においては, このようにさまざまな解釈が示されている帝釈台の北ないし北西部に分布する非石灰岩相の 諸岩類の層序, 年代および地質構造について, 主に微化石を用いて 検討を試みた. その結果, 上述の議論に関しては, (b)説を支持するいくつかの新知見が得られた. 本稿では, 非石灰岩相の 諸岩類の層序, 年代および地質構造に関する検討結果を記述し, また, 非石灰岩相中の各地質体の形成過程について考察する.

謝辞 本研究を進めるにあたり, 山口大学理学部磯崎行雄博士には終始熱心な御指導をいただき, 粗稿の校閲を賜わった. また, 同大学水野篤行教授, 君波和雄助教授をはじめとする諸先生方, ならびに地史学研究室の方々には, 有意義な御討論をいただいた. さらに, 広島大学理学部沖村雄二助教授には, 本地域の地質に関して有益な御意見を賜わり, 同大学国原 亨氏には未公表の資料を提供していただいた. 現地での宿泊に関しては, 東城町日東粉化工業株式会社の藤井剛寛氏ならびに田辺征男氏にたいへん御世話になった. 上記の方々に深く感謝の意を表する.

地 質 概 略

帝釈台は広島県北東部に位置し, ^{ひば}比婆郡東城町および^{じんせき}神石郡神石町にかけて分布する石灰岩台地である. 帝釈地域には弱変成古生層が広く分布し, 東城北方においては, 後期白亜紀花崗岩が, この弱変成古生層に貫入している. また, 中新世備北層群が東城町の市街地周辺に分布し, 弱変成古生層を不整合に覆う(Fig. 1).

帝釈台の弱変成古生層は, 石灰岩相の石炭紀からペルム紀の石灰岩, 非石灰岩相のペルム紀チャート, 酸性凝灰岩, 泥岩および粗粒碎屑岩類から構成される. 石灰岩が台地の主体を占め, チャート, 酸性凝灰岩, 泥岩および粗粒碎屑岩類が前者を北ないし北西側から取り囲むように分布する.

帝釈台の弱変成古生層の層序区分については, 長谷ほか(1974)によるものが最も詳しい. 以下, 本稿における弱変成古生層の層序区分は, 基本的に長谷ほか(1974)の記載に従う. ただし, 非石灰岩相の各層の年代および層厚については, 今回の検討結果および最近の微化石の資料(例えば, 磯崎, 1983, 1984)に基づいて記述する.

Fig. 1. Geologic map of the Taishaku area. The inset is the index map showing western Honshu.

	PERMIAN		
	central facies	marginal facies	
CARBONIFEROUS	clastic rocks		Notabiyama F.
		Oshigatani F.	Maedani F.
	Group	Uyamano F.	Arito F.
		Uyamano F.	Zenbutsujidani F.
	Limestone		
Taishaku	Eimyoji F.	Upper Idaniyama F.	
	Dangyokei F.	Lower Idaniyama F.	

Fig. 2. Previous stratigraphic subdivision of the Carboniferous to Permian rocks in the Taishaku area (after HASE *et al.*, 1974). Vertical stripes represent stratigraphic breaks.

帝釈石灰岩はその岩相の特徴から、中央相石灰岩および周縁相石灰岩に二分される。中央相石灰岩については下位より順に、断魚溪層(石炭紀古世, 層厚 150 m), 永明寺層(石炭紀新世, 層厚 150 m), 宇山野層(ペルム紀古世~中世, 層厚 400~500 m)が識別されている。同様に周縁相石灰岩は下位より、下部猪谷山層(石炭紀古世, 層厚 200 m), 上部猪谷山層(石炭紀新世, 層厚 200~250 m), 禅仏寺谷層(ペルム紀古世~中世前期, 層厚 300~350 m), 有頭層(ペルム紀中世後期, 層厚 100~150 m)により構成される(Figs. 2, 3)。

非石灰岩相の諸岩類については、中央相石灰岩の見掛けの上位に累重する押ヶ谷層(ペルム紀中世後期, 層厚 100~300 m), 周縁相石灰岩の見掛けの上位に累重する前谷層(ペルム紀中世後期以降, 層厚: 下部層 50~300 m, 上部層 300~1000 m)およびそのさらに見掛けの上位に累重する野旅山層(ペルム紀古世最前期~中世中葉, 層厚 500 m)が識別されている(Figs. 2, 3)。

帝釈台の弱変成古生層の分布は、北西—南東方向の帝釈断層によって大きく二分される。断層の南西側では、弱変成古生層は一般に水平に近い構造を有し、主に中央相石灰岩が分布する。また、断層の北東側の弱変成古生層は、北西にプランジした軸を持つ、アンチフォームに

参加している。すなわち、石灰岩の見掛けの上位には前谷層が累重し、さらに見掛けの最上位には野旅山層が累重する(Fig. 1)。

今回、調査を行った地域は、帝釈台北部ないし西部に位置し、帝釈断層の北東側にあたる(Fig. 1)。本研究において詳しく検討した、調査地域の野旅山層および前谷層の層序について、次章で記述する。

野旅山層および前谷層の層序

A. 野旅山層

a. 地層名と定義

野旅山層の名称は横山(1959)が“帝釈北方の泥岩優勢砂岩泥岩互層およびチャートから成り、凝灰質岩を伴う地層”に対して用いたのが最初である。その後、長谷ほか(1974)によって、その構成岩類および分布が、より明確に示された。本稿では、チャートおよび泥岩を主体とし、酸性凝灰岩、少量の緑色岩を伴う地層として野旅山層を再定義する。

b. 模式地

鴨居付近(Fig. 4A)。

c. 分布

本層は、帝釈断層の北東側のみ認められ、前谷層の外側をとり囲むように分布する。アンチフォームの北翼では、東城北東から保田にかけて分布し、南翼では野旅山から鴨居、鯉野にかけて分布する。

d. 岩相間の層位関係

本層は下位より順に累重する緑色岩(15 m), チャート(見掛け上 100~200 m), 酸性凝灰岩(30~150 m)および泥岩(300 m 以上)からなる。

緑色岩とチャートが直接接する露頭は確認されていない。しかし、畑北方において、約 3 m の露頭欠如をばさんで、塩基性火山碎屑岩の見掛けの上位にやや珪質な細粒火山碎屑岩が露出し、そのさらに見掛けの上位に赤色チャートが分布する。露頭欠如はあるものの、これらの岩石の隣接部における色および構成鉱物が互いに類似すること、さらに両者の走向傾斜が大きく斜交しないことから、緑色岩とチャートとはおそらく整合関係にあり、また前者から後者への岩相変化は漸移的であると推定される。すなわち、下位の塩基性火山碎屑岩から上位のチャートへ向かって、次第に火山碎屑物の含有量が減少し、最終的にはまったく含まれなくなるという岩相変化の特徴が認められる。

チャートから上位の酸性凝灰岩へと岩相が移り変わる状況は、畑から鴨居に至るルートで確認された。(Fig. 1 中のルート⑤, Fig. 4A 中の Loc. E)。ここでは、

Fig. 3. Stratigraphic columns of the Paleozoic rocks in the Taishaku area.

幅約 10m の連続露頭内において、赤褐色のチャートが上位に向かって徐々に凝灰質となり、最終的には灰緑色の酸性凝灰岩*へと移化する様子が観察される。

酸性凝灰岩が上位の泥岩へと移化する部分(10~20 m)は、酸性凝灰岩と泥岩との有律互層から成り、互層部の単層厚は両岩相ともに 1~5 cm である。

e. 岩相

緑色岩：畑北方に小規模な分布が認められ、層厚は 15 mを越えない。塩基性火山碎屑岩から構成される。色は赤褐色の部分が多いが、灰緑色や暗灰色の部分も認められる。岩片および結晶に富む火山碎屑岩で、鏡下では火

山岩岩片および短冊状の斜長石が認められる。5~15 cm 程度のレンズ状または球状の石灰岩礫を含むことがある。石灰岩礫は再結晶しており、化石は認められない。

チャート：一般に層理が不明瞭で塊状の部分が多いが、一部に層状の部分も認められる。層状チャートは、5~10 cm の厚さの珪質部と、2~8 mm 程度の泥質薄層の有律互層から成る。珪質部は一般に赤褐色~暗赤色を呈するが、乳白色~淡赤色の部分もあり、再結晶したものが多く、このチャートからは放射虫化石およびコノドント化石を産する。

酸性凝灰岩：一般に灰緑色の塊状であるが、上部では泥岩と 1~5 cm の互層を成し、顕著な級化構造が見られる。酸性凝灰岩は主に石英、斜長石の斑晶および火山ガ

* 岩石名としてのチャートと酸性凝灰岩との区別は、薄片における火山起源斜長石の有無に基づいて行った。すなわち、斜長石斑晶の出現層準をもって、酸性凝灰岩の最下位層準とした。

Fig. 4. Detailed map along the road from Hata to Kamoi. For the locations of the mapped areas, see Fig. 1. Loc. E: the outcrop showing the lithologic change from chert to acidic tuff. Loc. F: the outcrop of the fault between the Notabiyama Formation and the Maedani Formation.

ラスを含み、結晶質ないしガラス質凝灰岩に分類される。細粒ち密な部分や、砂大の粒子から成る部分があり、粒度は多様である。一般に下位のものほど細粒で、上位のものほど粗粒になる傾向がある。

泥岩：一般に層理が不明瞭で黒色～暗灰色の塊状である。主に珪質粘土岩から成り、下位のものほど凝灰質になり、上位では一部にシルトあるいは細粒砂から構成される薄層をはさむことがある。泥岩の中では、主に珪質粘土岩より放散虫化石が産する。

f. 年代

これまでのところ、野旅山層全体の年代としては少なくとも、ペルム紀最前期から中世中葉にわたることが、産出化石によって示されているが、最下部の年代については、石炭紀新世にまでさかのぼる可能性が大きい(詳細は次章参照)。

g. 層厚

鴨居付近で本層の見掛け上の最大層厚は、500 m と見積もられる。

B. 前谷層

a. 地層名と定義

横山(1959)は、本調査地域中央部の前谷付近に分布する泥岩優勢層および砂岩層に対して、前谷層と命名した。その後、長谷ほか(1974)は、本層の分布を明確に示し、さらに下部層および上部層に区分した。本稿においては、この地層区分と名称を用いる。

下部層は、単層厚 10～30 cm の砂岩および単層厚 3～10 cm の黒色泥岩の互層から構成される。また、側方への連続性に乏しい、厚さ 2～3 m 以下のレンズ状またはブロック状の石灰岩礫岩岩体を伴う。

上部層は、塊状砂岩を主とし、泥岩はほとんどはさまない。また、上部層上部は側方への連続性に乏しい淘汰不良の礫岩をはさむ。

b. 分布

調査地域中央部の風防地^{たらんち}、鴨居付近を北東—南西方向に走る断層(Fig. 1 中の F—F')によって、本層の分布は二分される。断層の南東側では上部層と下部層が分布するのに対し、北西側では上部層が広く分布し、下部層は鯉野付近に小規模に露出するのみである。

c. 岩相

泥岩：主に黒色を呈するシルト岩から成る。単層厚が 3～10 cm の砂岩と互層する。

砂岩：一般に灰緑色～灰色を呈する。下部層の砂岩は 3～10 cm の厚さで互層を成し、細粒ないし中粒の石英質—長石質ワッケで特徴づけられ、しばしば級化構造が見られる。一方、上部層の砂岩は、一般に塊状砂岩で泥

岩をほとんどはさまない。上部層の砂岩は細粒ないし粗粒、まれに細礫質となり、泥岩の細片を多量に含む部分がある。石質ワッケから成り、泥岩、チャートおよび緑色岩などの岩片に富む。

礫岩：基質支持の礫岩で、基質は砂岩から成る。礫は泥岩、石灰岩、チャート、緑色岩類から構成される。泥岩礫および石灰岩礫が卓越し、少量のチャート礫、またごくまれに、緑色岩類の礫を伴う。礫径は 2 mm～30 cm のものが多く、分級は不良である。泥岩礫、チャート礫および緑色岩類の礫は、一般に 10 cm 径以下であるのに対し、石灰岩礫は一般に 5～30 cm の礫径を有し、他の礫より大きいものが多い。礫は主に亜円礫であるが、亜角礫もしばしば認められる。

d. 産出化石と年代

石灰岩礫よりまれに産するフズリナ化石は *Lepidolina multiseptata shiraiwensis* などで、それに基づくと本層の年代はペルム紀中世後期以降と推定される。

e. 層厚

前谷層全体の層厚は前谷付近で 600 m(下部層 300 m, 上部層 300 m)。また、鯉野東方で、上部層のみが 1000 m と見積もられる。

放散虫化石およびコノドント化石と野旅山層の年代

今回、野旅山層のチャート、酸性凝灰岩および泥岩の 343 試料をフッ化水素酸で処理した結果、17 地点の試料より年代決定に有効な放散虫化石群集を得た。また、一部のチャートからはコノドント化石も得られた。Fig. 1 にこれらの化石産出地点を示す*。さらに Fig. 1 の Locs. A, B, C, D の 4 地点より、古生代型放散虫化石が発見されたが、年代決定に有効な個体は得られていない。これらの産出化石を各岩相ごとに整理して、Table 1 に示す。一般に放散虫化石の保存状態は悪く、完全な形態を残す個体を得ることはまれである(Fig. 5)。

A. 放散虫化石およびコノドント化石

野旅山層のチャート、酸性凝灰岩および泥岩より得られた放散虫化石については、以下に示す 5 群集が識別された。

① *Pseudoalbaillella simplex* を特徴的に含み、*P. bulbosa*, *P. u-forma* morphotype I, *P. annulata* を伴う群集。

② *P. elegans* を含む群集。

③ *P. sakmarensis* を特徴的に含み、*P. longicornis*, *P. lomentaria* を伴う群集。

* なお Locs. 7, 19, 20 に関する資料は、国原 亨の教示による(私信, 1985)。化石の同定は磯崎行雄による。

Table 1. List of microfossils from the Notabiyama Formation.

Specific name	Lithology Loc. No.	mudstone						acidic tuff				chert									
		1	3	5	6	7	9	16	4	10	17	18	2	11	12	19	8	14	15	20	13
<i>Pseudoalbaillella globosa</i> Ishiga & Imoto					X	X			X	X	X	X	X								
<i>P. fusiformis</i> (Holdsworth & Jones)		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X								
<i>P. aff. longicornis</i> I. & I.		X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X								
<i>P. sp. C</i> of Ishiga <i>et al.</i> (1982)					?						X	X	X								
<i>Albaillella sinuata</i> Ishiga & Watase					?								X			X					
<i>A. asymmetrica</i> I. & I.													?	X	X	X					
<i>P. scalprata</i> m. <i>rhombothoracata</i> I. & I.													X	X							
<i>P. sakmarensis</i> (Kozur)																	X	X	X		
<i>P. lomentaria</i> I. & I.																			X		
<i>P. cf. longicornis</i> I. & I.																	X				
<i>P. elegans</i> I. & I.																				X	
<i>P. simplex</i> I. & I.																					X
<i>P. u-forma</i> H. & J. m. I																					?
<i>P. bulbosa</i> Ishiga																					X
<i>P. annulata</i> Ishiga																					X
<i>P. spp.</i>									X	X			X	X							
<i>Streptognathodus</i> cf. <i>elongatus</i> Gunnell																					X

Queries in the table represent occurrence of poorly preserved specimens which are morphologically similar to species in individual row but not fairly identified.

m : morphotype.

Fig. 5. Microfossils from the siliceous-argillaceous rocks of the Notabiyama Formation.

1 : *Streptognathodus* cf. *elongatus* GUNNELL

2,3 : *Pseudoalbaillella* spp.

4 : *P. aff. longicornis* ISHIGA and IMOTO

Scale bar = 100 μ m.

④ *Albaillella asymmetrica*, *A. sinuata* を特徴的に含み, *P. scalprata* m. *rhombothoracata* を伴う群集.

⑤ *P. sp. aff. P. longicornis*, *P. fusiformis*, *P. globosa* を特徴的に含み, *P. sp. C*, *A. asymmetrica* を伴う群集.

これらの放散虫化石群集は、いずれも西南日本内帯の美濃—丹波帯のペルム紀チャートより報告されている

(例えば, ISHIGA & IMOTO, 1980).

本地域で認められた①～⑤の放散虫化石群集は、それぞれの構成種に基づき、丹波帯から報告された群集 (ISHIGA, 1986) と以下のように対応するとみなされる。カッコ内は、ISHIGA (1986) によって推定された年代を示す。

① : *P. u-forma* m. I 群集 (ペルム紀最前期).

② : *P. u-forma* m. II 群集 (ペルム紀古世前期).

③ : *P. lomentaria* 群集 (ペルム紀古世中葉).

④ : *P. scalprata* m. *rhombothoracata* 群集あるいは *A. sinuata* 群集 (ペルム紀古世中葉～中世最前期).

⑤ : *P. sp. C* 群集あるいは *P. globosa* 群集 (ペルム紀中世中葉).

以上のことから、Loc. 13 のチャートの年代はペルム紀最前期、Loc. 20 のチャートの年代はペルム紀古世前期、Locs. 8, 14, 15 のチャートの年代はペルム紀古世中葉、Locs. 11, 12, 19 のチャートの年代はペルム紀古世中葉あるいは中世最前期、Loc. 2 のチャートの年代はペルム紀中世中葉と各々推定される。なお、Loc. 13 のチャートよりコノドント *Streptognathodus* cf. *elongatus* GUNNELL が得られた (Fig. 5—1). *S. elongatus* は、北米の石炭紀新世 Desmoinesian からペルム紀古世 Wolfcampian までの産出が知られており (例えば, LANE *et al.*, 1971; CLARK *et al.*, 1979), 本邦ペルム系下部の石灰岩からの産出も報告されている (Igo, 1981). このコノドント化石の示す年代は、共産する放散虫化石の示す年代 (ペルム紀最前期) と矛盾しない。

また, Locs. 4, 10, 17, 18 の酸性凝灰岩および Locs. 1, 3, 5~7, 9, 16 の泥岩の年代は前述した放散虫化石群集の年代に基づきペルム紀中世中葉と推定される。

B. 野旅山層の年代

上述のように, 産出微化石により, 野旅山層のチャートの年代は, 最下部の年代は不明ながら, ペルム紀最前期~中世中葉であることが判明した。また, その上位に整合に重なる酸性凝灰岩および泥岩の年代はペルム紀中世中葉である。すなわち, 野旅山層全体の年代は少なくともペルム紀最前期~中世中葉におよぶことが明らかになった。チャート最下部および緑色岩の年代, さらに泥岩の上限の年代については, 今のところ直接知る資料はない。ただし, 周縁相石灰岩の下部, 後期石炭紀上部猪谷山層中に, チャートがひんばんに挟在すること, また, 秋吉地域においてチャートおよび緑色岩類の年代が, 一部石炭紀にまでさかのぼることが報告されている(例えば, UCHIYAMA *et al.*, 1986)。したがって, 野旅山層下部, 例えば Loc. 13 のチャートより下位のチャートおよび緑色岩の年代については, 後期石炭紀におよぶ可能性がある。

野旅山層および前谷層の地質構造ならびに両者の累重関係

野旅山層と前谷層との累重関係については, 前述したようにこれまでの研究者の間で解釈が大きく異なっている。本章では, 本研究において明らかになった, 野外における両層の累重関係, 特に分布形態および接触関係について詳しく記述する。

A. 野旅山層および前谷層の地質構造

両層の分布は, 風防地, 鴨居付近を北東—南西方向に走る断層(Fig. 1 中の F—F')により二分される。

断層の南東側において両層は, 北西にプランジした軸を持つアンチフォームに参加しており, 大局的には互いに平行で調和的に分布する。アンチフォーム南翼の畑から鴨居において, 野旅山層は一般に南北ないし北北西—南南東の走向を有し, 40~70°で西へ傾斜する。また, アンチフォーム北翼の東城北東において, 本層は一般に東西ないし西北西—東南東の走向を有し, 40~60°で北へ傾斜する。一方, 前谷層はアンチフォーム南翼の畑東方から風防地東方において, 一般に南北の走向を有し, 40~50°で西へ傾斜する。また本層は東城付近において, 一般に東西の走向を有し, ほぼ 50°で北へ傾斜する。すなわち, 断層の南東側において, 一般に両層の走向はわずかな角度ながら斜交する。

一方, 上述の断層(Fig. 1 中の F—F')の北西側にお

いて, 野旅山層は東西ないし, 西北西—東南東の走向を有する。これに対して前谷層は一般に北西—南東の走向を有し, 40~50°で北東へ傾斜する同斜構造を成す。すなわち, 蛭野から保田, さらにその東方における両層の走向は斜交する。

B. 野外で確認された両層の接触関係

これまで両層が直接接する様子は報告されていなかった。今回, 畑北方(Fig. 4B 中の Loc. F)において, 両層が直接接する様子が確認された。この露頭では, 野旅山層最下部の緑色岩が, 前谷層の砂岩の見掛けの上位に断層を境として累重する。この断層面の走向はほぼ南北で, 西へ 40~60°で傾斜する。破碎帯の幅は最大 5 cm ほどで, ほぼ密着している部分も多い。密着部分を除いて, わずかながら断層角礫が認められる。

C. 畑付近における両層の分布

於保(1984, 1985)は, 碎屑岩類の上にほぼ水平なスラストを境として, チャートのみが累重し, そのため地形的高所にのみチャートが分布すると推定した。そして, その根拠として畑付近においてチャートの分布に途切れがあることを指摘している。

本研究において, 畑付近についての詳細な岩相分布の調査を行い, Fig. 4B に示すルートマップを作成した。その結果, 畑北方における野旅山層下部のチャートと前谷層の砂岩との境界は, 地表においてほぼ南北方向に追跡され, 境界面が西へ 40~60°傾斜すること, また各岩相の走向, 傾斜および露頭分布状況から判断して, 東西方向に 2 本の断層が推定されることが明らかになった。また, 畑北方において, チャートは西側の尾根および谷沿いから東側の尾根に分布する(Fig. 4B)こと, さらに B 項で触れた緑色岩と砂岩の境界の露頭(Fig. 4B 中の Loc. F)付近では, チャートが西側の尾根および山腹のみに分布するのに対し, 砂岩は谷沿いのみならず東側の尾根にも分布することが明らかになった。

以上のことから, 少なくとも於保(1984, 1985)によって指摘された, ①浸食レベルの差によるチャートの分布の不連続, ②チャート下底面に沿う。ほぼ水平なスラストの存在, ③地形的高所に限定されたチャートの分布といった三点は, いずれも実際に野外では認められないことが明らかになった。

考 察

本章では上述の検討結果に基づき, 帝釈地域の弱変成古生層の形成過程および時期について考察する。特に野旅山層のチャート, 酸性凝灰岩および泥岩(以下, これら三者をまとめて珪質—泥質岩類と呼ぶ)の年代に伴う

岩相変化の意義および、野旅山層と前谷層との構造的累重関係について詳しく議論する。

A. 野旅山層の珪質—泥質岩類の年代に伴う岩相変化

野旅山層を構成する珪質—泥質岩類の一連の層序が、完全に連続した露頭において観察される例はこれまでに知られていない。しかし、本地域の野外で確認されるチャートから酸性凝灰岩への岩相変化および酸性凝灰岩から泥岩への岩相変化が、いずれも漸移関係または指交関係であることは、これらの岩相が基本的に連続して堆積したことを示している。また、チャートがペルム紀最前期～中世中葉、酸性凝灰岩および泥岩がペルム紀中世中葉の年代を各々有することが明らかにされており、上述の野外における岩相変化に基づいて設定された岩相層序と微化石層序とが一致する。以上のことから、これらの珪質—泥質岩類は下位より、チャート、酸性凝灰岩、泥岩の順に累重する初生的層序を持っていたと判断される。ただし、Fig. 6 に示した各岩相の層厚は、見掛けの積算値なので、非顕在の小褶曲および断層の存在を考慮すれば、その値はさらに小さくなる可能性が強い。

また、これら珪質—泥質岩類が示す年代(ペルム紀最前期～中世中葉)が帝釈石灰岩の年代と一致することから、珪質—泥質岩類と帝釈石灰岩とは互いに同時異相関係にあったと推定される。

なお、中央相石灰岩の見掛けの上位に累重する押ヶ谷層の泥岩(Fig. 2 の戸宇南方約 4 km)より、ペルム紀中世後期の放散虫化石群集(*Follicucullus monacanthus* 群集)が報告されている(磯崎, 1983, 1984)。この年代から推定すると、押ヶ谷層の泥岩は野旅山層の層序学的上位に相当する可能性が強いが、現時点では両者の層序学的連続関係は野外で確認されていない。

上で述べた珪質—泥質岩類の年代に伴う岩相変化は、年代とともに珪質—泥質岩類の堆積環境が変化したことを示唆している。すなわち、下位のチャートから上位の層準に向かって、酸性凝灰岩、そして泥岩へと陸源碎屑物の含有量が徐々に増加する。このような珪質—泥質岩類の年代に伴う上方への岩相変化は、本邦の中・古生界にしばしば認められる(例えば、松岡, 1984; 磯崎, 1986)。特に、層状チャートについては堆積速度が非常に遅く、陸源性物質を含まないこと等から、一般に過去の遠洋性堆積物であるとみなされ、さらにチャートが上位に向かって泥質になる現象については、その堆積場が碎屑物を供給する陸域へ相対的に接近したことに起因すると理解されている。同様の岩相変化は、野旅山層の珪質—泥質岩類にも認められる。また酸性凝灰岩にみられる上方粗粒化現象も、もともと遠洋環境下にあった珪質岩の堆積

場が、おそらく海洋プレートの運動によって、陸域に近接した半遠洋性環境へ変化したことを反映していると推定される。

なお、秋吉帯におけるペルム紀珪質—泥質岩類の年代に伴う岩相変化については、本地域において磯崎(1984)が予察的に報告したのをはじめ、その後、岡山県の芳井層群(佐野ほか, 1987)および島根・山口県境付近の錦層群(例えば、中, 1986)についても同様の報告がなされている。

B. 野旅山層と前谷層との構造的累重関係

野旅山層と前谷層の累重関係について、長谷ほか(1974)は野旅山層と前谷層との見掛けの累重関係を初生的層序関係とみなし、前者が後者の上位に整合に重なるとした。その後、磯崎(1983, 1984)は微化石の検討から、両層の間に年代の間隙があること、また見掛けの累重関係と年代の順序が矛盾することを示し、両者の境界が層理面にはほぼ平行なスラストであると推定した。さらに最近、於保(1984, 1985)は、砂岩および泥岩の上にほぼ水平なスラストを境として、チャートのみが構造的に累重するとみなす別の解釈を示した。

於保(1984, 1985)は、チャートのみを別の層序単位とみなす点、また、現在観察される古生層全体の基本的構造枠組が、水平な構造要素によって支配されるとする点において、長谷ほか(1974)および磯崎(1983, 1984)の解釈と大きく異なる。於保(1984, 1985)の主張の主な根拠は以下の3点である。

①尾根に露出するチャートの分布の連続性が地形的に低い谷の部分で途切れること、②野旅山層上部の泥岩を前谷層と同一の地層とみなすこと、③地質図の上で野旅山層下部のチャートが、砂岩や泥岩よりも地形的高所に分布するように見えることから、チャートのみがほぼ水平なスラストを境として、これらの碎屑岩類の上にクリップとして累重するような印象を与えること(Fig. 7)。

前章で述べたとおり、上述の解釈の基本的な根拠が示された畑北方において、上述の三点について検証した結果、以下の結論を得た。

①の点について：畑付近において、チャートの分布が一旦途切れる現象は、浸食レベルの差によるのみではなく、東西方向の2本の断層の変位により、南北方向の走向を有する野旅山層の分布が後生的に改変されたためと理解される。

②の点について：野旅山層上部の泥岩は、細粒珪質であり、砂岩と互層する粗粒な前谷層の泥岩とは明瞭に異なる。また、両者が漸移する岩相が確認されないことが

Fig. 6. Columnar sections of siliceous-argillaceous rocks of the Notabiyama Formation. The idealized sequence (A) is based on the individual columns (B). For route numbers, refer to Fig. 1.

Fig. 7. Sketch maps and profiles showing two different interpretation of the geology around Hata and Kamoi.

ら、野旅山層の泥岩を岩相上、前谷層と同一の地層として扱うことは難しい。さらに産出化石に基づき推定される地層の年代は、前谷層がペルム紀中世後期以降であるのに対し、野旅山層の泥岩はペルム紀中世中葉である。すなわち、年代の上からも野旅山層の泥岩と前谷層の砂岩および泥岩とは明瞭に識別される。

③の点について：畑北方において、野旅山層と前谷層とが中～高角度の断層で接する様子が確認された。帝釈地域において、両者の境界にほぼ水平なスラストが実際に観察される具体例は、於保(1984, 1985)自身によっても示されていない。

以上のように、於保(1984, 1985)が列挙した主要な根拠は、いずれも野外で確認される事実と合致しない。逆に野外における観察事実は基本的に、磯崎(1983, 1984)の見解を支持している。すなわち、少なくともアンチフォーム両翼における各岩相の出現順序の対称性が認められる調査地域東半部においては、基本的に下位より緑色岩、チャート、酸性凝灰岩からさらに泥岩へと移り変わる一連の層序をもった野旅山層全体が、前谷層の上に衝上しており、両者は後生的にアンチフォームを形成したと推定される。

以上のように、野旅山層で代表される珪質—泥質岩類

と前谷層で代表される粗粒碎屑岩類との複合、並列は少なくとも前谷層の堆積(ペルム紀新世)以後の造構作用によって成されたものである。

本地域で認められるように初生的形成場や年代の異なる地質体が、構造的に複雑に再配列する例は、前掲の秋吉地域や帝釈台南方に隣接する大賀地域においても認められる(勘米良, 1983; 佐野ほか, 1987)。秋吉地域および大賀地域の弱変成古生層は、浅海性上部トリアス系に不整合におおわれることから(藤井・三上, 1970; 寺岡, 1959), 秋吉帯の弱変成古生層の構造的再配列は、ペルム紀末〜トリアス紀中頃のある時期になされたと推定される。

ま と め

広島県北東部の帝釈台のペルム紀珪質岩類の層序および粗粒碎屑岩類との構造的関係について検討した結果、以下の結論が得られた。

1. 帝釈地域に分布する非石灰岩相弱変成古生層は、主に野旅山層および前谷層より構成される。野旅山層は下位より緑色岩、チャート、酸性凝灰岩、泥岩が順に重なる一連の層序をもつ。これに対し前谷層は、砂岩泥岩互層および砂岩層から成る。
2. 微化石による検討結果によれば、野旅山層のチャートの年代はペルム紀最前期から中世中葉、また、酸性凝灰岩および泥岩の年代はペルム紀中世中葉である。
3. 野旅山層は前谷層と相互に漸移することではなく、野旅山層の層理面にほぼ平行なスラストに沿って前谷層の上位に構造的に累重する。
4. 野旅山層と前谷層との構造的累重は、前谷層の堆積(ペルム紀新世)以後になされた。

文 献

- CLARK, D. L., CARR, T. R., BEHNKEN, F. H., WARDLAW, B. R. and COLLINSON, J. W., 1979: Permian conodont biostratigraphy in the Great Basin. In SANDBERG, C. A. and CLARK, D. L., eds.: Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains, *Brigham Young Univ. Geol. Studies*, **26**, 143-147.
- 藤井厚志, 1972: 秋吉地域の 山口層群, 大田層. 地質雑, **78**, 653-666.
- ・三上貴彦, 1970: 常森層—その秋吉石灰岩との関係. 同上, **76**, 545-557.
- 長谷 晃, 1964: 古生界. 広島県地質図説明書, 31-59, 広島県.
- , 1965: 吉備高原西部, 神石・油木地方の古生界, とくに石灰岩層群と非石灰質岩層との関係について. 広島大地学研報, no. 14, 277-291.
- ・沖村雄二, 1971: 帝釈台の古生層の堆積相. 地質学論集, no. 6, 174-175.
- ・———・横山鶴雄, 1974: 帝釈台とその周辺の古生層, とくに石灰岩層の堆積相について. 広島大地学研報, no. 19, 1-39.
- 市川浩一郎, 1984: 東アジアの基盤構造の発展—I. 藤田和夫編: アジアの変動帯, 223-238, 海文堂.
- Igo, H., 1981: Permian conodont biostratigraphy of Japan. *Paleont. Soc. Japan, Spec. Paper*, no. 24, 50p.
- ISHIGA, H., 1986: Late Carboniferous and Permian radiolarian biostratigraphy of Southwest Japan. *Jour. Geosci., Osaka City Univ.*, **29**, 89-100.
- and IMORO, N., 1980: Some Permian radiolarians in the Tamba district, Southwest Japan. *Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*, **34**, 333-345.
- , KIRO, T. and IMORO, N., 1982: Middle Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and adjacent area, Southwest Japan. *Ibid.*, **36**, 272-281.
- 磯崎行雄, 1983: 山口県長門構造帯及び広島県帝釈台地域からの古生代放射虫化石の産出について. 日本地質学会西日本支部報, no. 77, 7-8.
- , 1984: 広島県帝釈台地域からのペルム紀放射虫化石の産出と層序の再検討(予報). DESK 総研報告. 近畿地方を中心とする後期古生代—古第三紀の堆積盆の変遷, 28-34.
- , 1986: 秩父累帯北帯新改層とペルム紀末の黒瀬川地塊北縁収束域. 地質雑, **92**, 497-516.
- 勘米良亀齡, 1983: 西南日本上部古生界の堆積構造に関する一問題—外来堆積体の付加—. 「島弧と大陸との関連からみた九州の構造発達史」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.
- 河合正虎, 1967: 広島県帝釈台北東の地質学的研究—中国地方における後期中生代の地殻変動, 第 3 報. 地調月報, **18**, 447-465.
- LANE, H. R., MERRILL, G. K., STRAKA II, J. J. and WEBSTER, G. D., 1971: North American Pennsylvanian conodont biostratigraphy. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, no. 127, 395-414.
- 松岡 篤, 1984: 高知県西部秩父累帯南帯の斗賀野層群. 地質雑, **90**, 455-477.
- 三上貴彦, 1974: 別府層の地質学的研究. 楠見久先生退官記念文集, 165-173.
- 中 孝仁, 1986: 山口県錦町木谷川流域のペルム系錦層群について. 日本地質学会第 93 年学術大会講演要旨, 246.
- 於保幸正, 1984: 帝釈台北部における非石灰岩層中の衝上断層. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, 544.
- , 1985: 広島県帝釈台北部における非石灰岩層中の衝上断層. 地質雑, **91**, 109-119.
- 太田正道, 1968: 地向斜型生物礁複合体としての秋吉石灰岩層群. 秋吉台科博報, **5**, 1-44.
- 佐田公好, 1974: 帝釈台地の二疊系紡錘虫化石帯. 広島大教養部紀要, III, **7**, 25-34.

- 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.
- ・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 年学術大会講演要旨, 205.
- 寺岡易司, 1959: 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**, 494-504.
- TORIYAMA, R., 1954: Geology of Akiyoshi. Part 1, Study of the Akiyoshi limestone group. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ.*, [D], **4**, (1), 39-97.
- UCHIYAMA, T., SANO, H. and KANMERA, K., 1986: Depositional and tectonic settings of cherts around the Akiyoshi limestone Group, Southwest Japan. *Ibid.*, **26**, no. 1, 51-68.
- 横山鶴雄, 1959: 帝釈峡地域の地質. 中国山地国定公園候補地学術調査報告, 29-41.
- 吉野益見, 1937a, b: 備後帝釈台古生代の石灰岩化石 (1), (2). 地学雑, **49**, 269-278, 307-318.

(要 旨)

五島 昇, 1988: 帝釈地域のペルム紀珪質-泥質岩類の層序と粗粒碎屑岩類との構造的関係. 地質雑, **94**, 501-514. (Goro, N., 1988: Stratigraphy of Permian siliceous-argillaceous rocks and their tectonic relation with coarse-grained clastics in the Taishaku area, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **94**, 501-514.)

広島県北東部, 帝釈地域に分布する弱変成古生層は, 珪質岩類(野旅山層)および粗粒碎屑岩類(前谷層)から構成される. 野旅山層は下位より順に累重する緑色岩, チャート(ペルム紀最前期~中世中葉), 酸性凝灰岩および泥岩(ともにペルム紀中世中葉)から成る. 本層は遠洋ないし半遠洋性堆積物とみなされ, 帝釈石灰岩とは同時異相関係にある.

野外における, 野旅山層と前谷層の接触関係および境界付近での両層の分布形態から判断して, 野旅山層は前谷層の上に衝上した地質体であり, 両者の複合は他地域の秋吉帯古生層の形成と同様, ペルム紀末になされたと推定される.