岡山県勝山地域の二疊紀オリストストローム

三 宅 啓 司*

Permian olistostrome complex in the Katsuyama area,
Okayama Prefecture, Southwest Japan

Keiji MIYAKE*

Abstract The Katsuyama area, located in the western part of the Inner Zone of Southwest Japan, is underlain by weakly metamorphosed Paleozoic rocks and Sangun metamorphic rocks.

The stratigraphy and structure of the weakly metamorphosed Paleozoic rocks in the Katsuyama area, composed mainly of greenstone, limestone, sandstone, shale, acidic tuff and diamictite, partly accompanied with serpentinite and gabbro, have been studied by utilizing radiolarian fossils. It is disclosed that:

i) The lithological distribution pattern of the Paleozoic rocks is different between the eastern part and the western one in the studied area. In the eastern part, the original stratigraphic succession, made up of greenstone, limestone and alternating beds of sandstone and shale in ascending order, is well preserved, all traceable in the E-W direction, whereas in the western part the original succession has been completely obscured, and isolated blocks of several hundred meters in size of various lithologies are distributed in the widespread diamictite formation.

ii) Black shale forming the matrix of diamictite yields Middle-Late Permian radiolarians. Blocks of acidic tuff and those of limestone in the diamictite yield Permian radiolarians and Late Carboniferous-Middle Permian fusulinids, respectively. The age of diamictite is, therefore, younger than that of limestone blocks, and is probably of Late Permian; all blocks in the diamictite are allochthonous in origin.

iii) No Mesozoic fossils have been found in the Katsuyama area.

Judging from these data as well as the occurrence of the allochthonous blocks, it is concluded that the Paleozoic strata of the studied area constitute an olistostrome complex of Late Permian age, and similar Permian olistostrome complexes are expected to occur extensively in the Paleozoic group in the western part of the Inner Zone of Southwest Japan.

ま え が き

岡山県^{まにわ}真庭郡勝山町は、岡山県の北部、津山^{にいま}と新見のほぼ中間に位置している。この地域は、地質学的には、「三郡変成帯東部の中央帯」(光野, 1959)の北縁にあたり(Fig. 1), 三郡変成岩類といわゆる“非変成”古生層の両者が分布する地域のひとつである。両者の関係につ

いて, KIMURA(1960)は、勝山の南を東西に走る複背斜があることを予測した。そして HASHIMOTO(1968)は、この背斜軸部に変成度が高い岩石が分布し、翼部に変成度の低いものが分布することを示し、地質構造的に両者は整合であり、蛇紋岩体を含めて、“非変成”古生層も、共通に三郡変成作用を受けているとした。

これらの報告を除いて、この地域の地質については、三郡変成岩はもちろん、弱変成古生層についても、層序学的・構造地質学的な詳しい研究はなされておらず、わ

1985 年 3 月 8 日受付。 1985 年 5 月 1 日受理。

* 名古屋大学理学部地球科学教室。 Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Nagoya University, Nagoya, 464 Japan.

Fig. 1 Index map showing the locality of the study area. 1: Permian—Jurassic strata, 2: Yakuno ophiolitic complex, 3: Paleozoic group, 4: Sangun metamorphic rocks, Kz: Kamigori zone, Mz: Maizuru zone, Tm: Tamba Belt, M: Matsue, O: Okayama, T: Tottori (modified from SHIBATA & NISHIMURA, 1983).

ずかに石灰岩からの紡錘虫化石等の産出の報告(小林, 1950; 金属鉱業事業団, 1980)があるだけである。

一方, 近年, 美濃・丹波帯をはじめとするわが国各地の中・古生界分布域で, 放散虫化石を用いた詳細な研究がなされ, ジュラ紀泥質岩を基質とするオリストストロームの存在が明らかにされてきた(狩野, 1982; ADACHI & KOJIMA, 1983; 石賀, 1983; 小嶋, 1984; 山本, 1985). 中国地方においても, 島根県日原地域の鹿足層群, 山口県東部地域の玖珂層群^{かのあし}など, 三疊紀チャートのオリストリスを含む地層からジュラ紀の放散虫化石が報告され, 美濃・丹波帯で報告されているジュラ紀オリストストロームに相当するものが見つかった(豊原, 1976; 田中, 1980; 早坂ほか, 1983 など). これらジュラ紀オリストストロームの基質をなす含放散虫泥岩は, 日本各地の中生界から報告されているが, 古生界の碎屑岩類からの放散虫化石の産出はまだ数少ない(小嶋, 1982; 須鎗ほか, 1983; ISHIGA & SUZUKI, 1984; 田沢ほか, 1984 など). このうち, 中国地方の三郡—山口帯に関するものとしては, 磯崎(1983), 三宅(1984), 中ほか(1984)がある. 磯崎(1983)は, 帝釈台周辺の泥岩から二疊紀放散虫化石を報告し, 中国地方の三郡—山口帯には, 美濃・丹波帯ではほとんど見られない二疊紀碎屑岩類が存在することを示し, ペルム紀コンプレックスと呼んだ. しかしながら, この二疊紀層の詳しい産状・岩石学的特徴・分布ならびにより若い地層との関係については, まだ明らかにされていない. 筆者は, 1982 年以来, 勝山町北西部の弱変成古生層の層序と構造の再検討を行ってきて, 本地域の碎屑岩類から二疊紀の放散虫化石が産出することを明らかにした(三宅, 1984). この報

文では, 二疊紀放散虫化石を含む碎屑岩類の産状および分布を記載し, あわせてその地質学的意義について若干の考察を行う。

地質の概略

勝山町周辺の地質の概要を Fig. 2 に示す. 勝山周辺には, 主に, 石英片岩・泥質片岩・塩基性片岩からなる三郡変成岩類が広く分布しており, これらはほぼ東西の方向を持ち, 北あるいは南へ急傾斜する. 北部ほど, 泥質片岩の占める割合が多くなる. 変成岩分布域のさらに北では, 片理はほとんど認められなくなり, 黒色頁岩を主とする地層(弱変成古生層)が分布するようになる. この弱変成古生層分布域は, HASHIMOTO(1968)の Zone I にあたるが, その北西部では, 石灰岩, 緑色岩, 蛇紋岩などが不規則で不連続的な分布をとる. そして, 北部には蛇紋岩体が東西に帯状に分布し, この蛇紋岩体を境にして, 南と北では岩相が異なる. 即ち, 南では石灰岩, 緑色岩などの弱変成古生層が分布するのに対し, 北では塩基性片岩, 泥質片岩などの三郡変成岩類が分布している.

これら三郡変成岩類および弱変成古生層の両者を, 赤紫色あるいは緑色の礫岩層がほぼ水平に不整合で覆っている. この礫岩層は, 淘汰不良の角礫や円礫からなり, 5~10 cm の三郡変成岩の角礫, 2~3 cm のチャート(酸性凝灰岩?)の円礫などを含む. 礫岩層中には, 部分的に赤紫色の凝灰質砂岩や凝灰岩も見られる. この特徴的な岩相からこの礫岩層は白亜系関門層群(硯石統)に相当するとされている(小林, 1950; 山田, 1951 など).

本地域の北部には石英閃緑岩類が, 南西部および勝山

Fig. 2 Map showing the outline of geology of the Katsuyama area. 1: Cretaceous conglomerate, 2: limestone, 3: greenstone, 4: argillaceous and siliceous rocks, 5: serpentinite, 6: granite, 7: quartz diorite, 8: boundary of metamorphic zones (after HASHIMOTO, 1968).

南部には花崗岩類が、それぞれ貫入していて、周囲の地層に接触変成作用を与えている。また、三郡変成岩類および弱変成古生層中には、広く安山岩質岩脈、流紋岩質岩脈が貫入しているのが認められる。

Fig. 2 に示した Zone I, Zone II, Zone III は、HASHIMOTO (1968) の変成分帯に対応し、それぞれ、ぶどう石—パンペリー石変グレイワッケ相、藍閃石片岩相、緑色片岩相にあたる。今回の調査地域に分布する弱変成古生層は、主に Zone I に相当する (Figs. 2, 3)。筆者は、三郡変成岩類については、まだ詳細な検討を行っていないが、地質図 (Fig. 3) では、主として野外で、肉眼で弱い片理が認められたもの (三郡変成岩類) とそうでないもの (弱変成古生層) とに区別し、両者の境界とした。この境界は、Fig. 2 に示された HASHIMOTO (1968) の Zone I と Zone II の境界にほぼ一致している。

弱変成古生層の岩相

弱変成古生層は、岩相上、ダイアミクタイト (FLINT *et al.*, 1960 a, b), 石灰岩、緑色岩、砂岩・頁岩互層、酸性凝灰岩の 5 つに区分できる。調査地域の北部では、これらに加えて、蛇紋岩やハンレイ岩が分布する (Fig. 3)。弱変成古生層の中で、砂岩・頁岩互層には層理面がよく発達している。これは、一般に、ほぼ東西方向の走向を持ち、北に 30° ~ 50° 傾斜する。しばしば級化層理が見られるが、すべて北上位を示す (Plate I-4)。砂岩・頁岩互層と他の地層とは整合的に重なり、その間に

断層、褶曲による逆転構造などは見られないので、当地域の弱変成古生層は全体として北上位であると推定される。このことは、南部ほど下位層準が現われ、変成度が上昇しているとする HASHIMOTO (1968) の考えと調和的である。以下各岩相について記載する。

(i) 緑色岩

緑色岩は、東部では神庭^{かんば}の滝の石灰岩体の下位に整合で広く帯状に分布する。その中には、石灰岩、ダイアミクタイトをレンズ状に挟む。西部では、緑色岩はダイアミクタイト層中に石灰岩とは独立して、ブロック状あるいはレンズ状にみかけの厚さ数 m~数 10 m の岩体として分布する。

緑色岩は、濃緑色~淡緑色で塊状のものが大部分であるが、赤紫色の基質を持つ角礫岩状のもの、厚さ数 mm のラミナを何枚ももつ層状のものなどがある。塊状のものの中には、最大数 mm の普通輝石の結晶を含むものがある。鏡下では、このような結晶の分布は不均一で偏りがあり、またはっきりした石基の組織は見られない。おそらくその原岩は溶岩ではなく、結晶質の凝灰岩と推定される。しかし、同様な鉱物組成を持つ岩石でも、石基・斑晶の組織が保存され、溶岩源とわかるものも存在する。一般に、原岩の組織は明瞭ではなく、溶岩源か凝灰岩源かを区別することは難しい。変成鉱物としては、トレモラ閃石、緑簾石、緑泥石、パンペリー石、アルバイトなどが認められ、まれに藍閃石、白雲母が生じているものもある。

Fig. 3 Geological map of the Katsuyama area. 1: Cretaceous conglomerate, 2: diamictite, 3: stump breccia, 4: shale, 5: alternating beds of sandstone and shale, 6: acidic tuff, 7: limestone, 8: greenstone, 9: pelitic schist, 10: basic schist, 11: quartz schist, 12: serpentinite, 13: gabbro, F: fault.

(ii) 石灰岩

石灰岩は、調査地域の東部から中央部にかけてほぼ東西方向に帯状に分布するもの(神庭の滝石灰岩体と呼ぶ)と、西部の新庄川沿いにブロック状に分布する二つの岩体(南のものを神代北石灰岩体、北のものを八反石灰岩体と呼ぶ)がある。地質図に表わすことのできるこれらの大きな石灰岩体以外にも、厚さ数 10 cm から数 10 m 程度の大きさのレンズ状あるいはブロック状の石灰岩体があり、調査地域全体にわたって点々と見られる。石灰岩は、一般に塊状無層理で乳灰色のものが多く、やや黒色を帯びて黒灰色に近い部分も見られる。鏡下では、ミクライト基質中に粗粒の方解石他形結晶や石灰質の化石片を含むものが多く、石英脈を持つこともある。なお調査地域南部の変成岩分布域である横部付近で、泥質片岩中に入っているブロックは、やはり粗粒の方解石他形結晶を含むが、基質はスパーライトからなり、その並びには弱い方向性が認められる。

神庭の滝石灰岩体、神代北石灰岩体は、石炭紀～二疊紀の紡錘虫化石およびその他の化石を産するが、化石については後に述べる。

神庭の滝石灰岩は層厚 200 m 弱で、下位に緑色岩を伴う。両者は整合関係にあることが、数カ所で認められる。これに対して、西部の神代北石灰岩体と八反石灰岩体は緑色岩を伴わない。神代北岩体は、層厚は 200～250 m と推定され、その下位のダイアミクタイト層とは見かけ上整合的に接している。この岩体の北縁では、上位層である石灰質の基質を持った細粒砂岩が整合に覆っている。八反岩体は層厚は 200 m 弱と推定される。下位側の接触関係は見られないが、上位側では、砂岩・頁岩互層と見かけ上整合に接する。そして西部のこの二つの岩体は、ルートマップ(Fig. 5)に示したように、一般走向である東西方向には続かず、ダイアミクタイト層中に大きなブロックとして存在する。

(iii) 砂岩・頁岩互層

砂岩・頁岩互層は、東部では、神庭の滝石灰岩体に沿ってその上位に帯状に分布する。西部では、八反石灰岩体の上位に分布するものもあるが、石灰岩とは独立してブロック状に分布するものもある。互層をなす単層の厚さは、細粒砂岩・頁岩ともに 3～5 cm 程度のものがふつうであるが、寺河内の北では、砂岩 50 cm、頁岩 30 cm のものも見られ、この付近には厚さ 1 m に達する塊状粗粒砂岩層もある。また、部分的には、0.5～1 cm の細粒砂岩と頁岩の細互層も見られる。

厚さ 5 cm 程度の互層をなすものには、級化層理が認

められることが多い。そして、下位の砂岩とそのすぐ上位の頁岩の境界部は明瞭な層理面を示さず、砂岩層が上位の頁岩層に流れるように入りこんでいたり、ドーム状にくいこんでいる構造が見られる(Plate I-2, 3)。これは、荷重痕あるいはフレーム構造の一種と思われる。この堆積構造は、砂岩・頁岩の 5 cm 程の互層中に特徴的に広く発達しており、八反、神代北の東方、神庭の滝、神庭の滝の西方および東方で見られる。

砂岩は、岩片の多い淘汰のあまりよくないグレイワック質砂岩(Plate II-I)で、石英・斜長石および各種の岩石片を多く含むが、カリ長石に乏しい。層厚が 5 cm 程度の砂岩中には、方解石碎屑片を多く含むものがある。岩石片としては、流紋岩・安山岩・玄武岩といった酸性～塩基性の火山岩岩片が多いのが特徴的で、他にチャート、頁岩、花崗閃緑岩などの岩石片も存在する。重鉱物は一般に少ないが、緑簾石、スフェーン、ジルコン、緑泥石化した黒雲母などが多く、まれにザクロ石、電気石、褐簾石も含まれている。これらの間を泥質基質が埋めるが、基質が石灰質になっているものも多い。

(iv) ダイアミクタイト(diamictite)

ダイアミクタイトは、西部で広く発達するが、東部ではあまり顕著ではない。ダイアミクタイトとしたものには、細かく見るといくつかのタイプがある。そのうち大部分を占めるものは、基質が黒色(まれに灰色のものもある)頁岩で、その中に長さ数 10 cm～数 m の大小さまざまな不規則な形をした淡緑色酸性凝灰岩あるいはチャート、淡緑色緑色岩(凝灰岩源?)、細粒～粗粒砂岩、石灰岩などを含むもの(Plate I-1)で、調査地域全体に広く分布している。一部の珪質頁岩中には、後述するように放散虫化石が含まれている(Plate II-3)。これらのうち、酸性凝灰岩あるいはチャート、緑色岩については、基質の頁岩との境界が明瞭ではなく漸移的であったり、不規則に流れたように見えるものもある。鏡下でも、シルト～細粒砂岩と酸性凝灰岩とが不規則なレンズ状に混在しており、両者が漸移するように見えることもある。

ダイアミクタイト層の一部をなすと考えられるものに、多種の礫を含む角礫岩がある。この角礫岩は、粗粒砂岩基質中に、1～2 cm の頁岩の角礫や石灰岩礫あるいは酸性凝灰岩(チャート?)の礫を含むもので、神代北方に分布している。地質図(Fig. 3)では特に区別して角礫岩として示してある。この角礫岩中の石灰岩礫は紡錘虫化石を含んでおり(Plate II-4)、その時代については後に述べるが二疊紀中期である。この他にも、酸性凝灰岩あるいはチャート、砂岩、緑色岩、頁岩などが数 m 間

隔で不規則な走向・傾斜を持って現われる場合や、厚さ数 10 cm の石灰岩レンズや淘汰の悪い石灰岩角礫を含む黒色頁岩などがあり、これらもダイアミクタイトの中に含めた。このように、調査地域全体を通じて、頁岩の基質中に何らかの礫やレンズなどを含むものをダイアミクタイトとしたが、そうしたものをほとんどあるいは全く含まない頁岩もある。そのうち、広く分布するものは地質図に頁岩として区別して示した。

(v) 酸性凝灰岩

酸性凝灰岩は、東部・西部ともにレンズ状の分布を示し、最も大きなもので厚さ 50m 余りである。また、ダイアミクタイト中に厚さ数 cm 程度のものから数m規模の不規則なレンズとして多く含まれている。酸性凝灰岩の色は、淡緑色のものが最も多いが、乳白～乳淡色、暗緑色、濃緑色のものも見られる。これらはすべて塊状無層理で、肉眼では塊状のチャートのように見える。鏡下では、細粒の石英・長石からなる基質中に、石英・斜長石の結晶が認められることが多く (Plate II-2)、その場合にはチャートと容易に区別することができる。また、アルバイトの脈がしばしば生じている。しかし、そのような結晶が認められず、隠微晶質の細粒結晶の集合体だけからなるものも多く、これらはチャートとの区別が難しい。しかも、1枚の厚い層の中の数カ所から採取した試料を検鏡してみると、肉眼的には全く同じみかけをしているにもかかわらず、場所によって石英・斜長石の結晶を含む部分と含まない部分とがある。従って、結晶を含まず、一見チャート様の岩石も、実際には酸性凝灰岩である可能性が大きいと考えられる。結晶を含まないものの一部には明らかにガラス質凝灰岩も存在する。酸性凝灰岩は放散虫化石を含むことがあるが、化石の保存状態はあまり良くない。

八反の新庄川河原では、酸性凝灰岩の中に厚さ 30 cm 程の石灰岩レンズがいくつか挟まれる部分があり、ここでは、酸性凝灰岩は石灰岩を礫として含む基質となっている。

(vi) 蛇紋岩

蛇紋岩は、東西方向に帯状にのびる北部の大きな岩体の他に、北西部には長さ数 100m 規模の岩体が点々と不規則に分布している。周囲の岩石との接触関係ははっきりとわかる露頭はほとんどない。このような分布だけから見ると、蛇紋岩も、石灰岩、緑色岩、酸性凝灰岩などと同様に、頁岩を基質とするダイアミクタイト中に含まれるブロックあるいはレンズのようにも思われる。

蛇紋岩体と弱変成古生層との接触関係は、確認できた

ものについてはほとんど断層関係であり、その付近には破碎された角閃岩を伴うこともある。神庭の滝南東約 1.5 km の露頭では、周囲一帯に緑色岩が分布しており、その中に 10 数mの幅で蛇紋岩が露出している。ここでは、その北側の接触部で、数 mm のラミナを有する緑色岩と滑石を含む片状蛇紋岩とが接するのが認められる。接触部を詳しく観察してみると、蛇紋岩と緑色岩の接触面は、水平に近い褶曲軸面を持つ開いた褶曲をつくっていることがわかる。この型の褶曲は緑色岩の中にも見られ、そこではちりめんじわ劈開が認められる。この緑色岩と蛇紋岩は上記の褶曲構造を切って発達しているいくつかの断層によって切られている。

蛇紋岩は、露頭では、黒色あるいは暗緑色で脂肪光沢を示すことが多い。鏡下では、輝石の仮像が認められることもあるが、ほとんどのものは蛇紋石からなる。まれにクロムスピネル、カンラン石が含まれていることがある。

一方、蛇紋岩体の周辺部あるいは内部には、しばしば細粒のハンレイ岩が産する。中には、明らかに岩脈状を示し、蛇紋岩との接触部に急冷周縁相を持つものもある。また弱変成古生層中に貫入しているハンレイ岩もある。ハンレイ岩は、大部分が細粒で、1 mm 程度の結晶からなる等粒状組織を示し、褐色普通角閃石、斜長石、単斜輝石などからなる。

以上述べたように、弱変成古生層分布域の東部と西部では岩相が異なる。即ち、東部では、下位より、緑色岩層、石灰岩層、砂岩・頁岩互層がほぼ整合に重なり、東西方向に帯状に分布するのに対し、西部では、それらの岩石は、ダイアミクタイト中に独立した岩体として含まれている。蛇紋岩の産状については、現在の段階では、まだはっきりとしたことはいえない。

弱変成古生層の地質時代

(i) 碎屑岩中の化石

弱変成古生層中の頁岩、酸性凝灰岩の 100 個余りの試料について、フッ酸処理をし、放散虫化石の抽出を行った結果、11 試料から時代決定に有効な放散虫化石を得ることができた。それらの放散虫化石の産出地点を Fig. 4, Fig. 5 に、産出化石名を Table 1 に示す。各試料の産状と得られた化石およびその時代について、以下に地区ごとに記述する。この他に、碎屑岩中に礫として含まれる紡錘虫化石が見つかったので、これについてもここで述べる。

(a) 八反地区 (#815, #816, #817, #907, #925, #938,

Fig. 4 Map showing fossil localities. #: radiolarians, F: fusulinids, X: unproductive sample locality for radiolarian fossils.

Table 1 Permian radiolarian fossils from weakly metamorphosed Paleozoic rocks in the Katsuyama area.

radiolarian fossils	No. of rock-specimen										
	#815	#816	#817	#907	#911	#912	#913	#922	#923	#925	#938
<i>Follicucullus scholasticus</i> ORMISTON & BABCOCK	X										
<i>Fo. sp. B</i> (ISHIGA, KITO & IMOTO:1982a)			X								
<i>Fo. sp. aff. Fo. sp. B</i> (ISHIGA, KITO & IMOTO:1982a)	X	X									
<i>Fo. sp.</i>	X		X	X				X			
<i>Fo. (?) sp.</i>				X							
<i>Pseudoalbaillella sp. aff. Ps. longicornis</i> ISHIGA & IMOTO			X	X	X						
<i>Ps. lanceolata</i> ISHIGA & IMOTO											X
<i>Ps. sp.</i>	X	X	X		X	X	X		X	X	X
<i>Albaillella asymmetrica</i> ISHIGA & IMOTO						X					

F-6)

八反地区では、新庄川河原のほぼ連続した良好な露頭のうち、7地点から放散虫化石および紡錘虫化石を得ることができた。そのルートマップ(Fig. 5)を示し、まずこのルートで観察される岩石の産状について述べる。

ここでは、南の八反石灰岩体の上に、砂岩・頁岩互層

が、見かけ上整合に重なっている。この砂岩・頁岩互層は、接触部付近では、未固結時の変形と考えられる構造を示し、部分的に砂岩優勢となり、砂岩中に0.5~1 cm大の頁岩の小片を含むこともあるが、上位(北側)に向かって、厚さ5 cm程度に成層する規則正しい互層になる。さらにその上位の厚い酸性凝灰岩との境界付近の数

10 mの間には、5 cm程の石灰岩角礫を含む黒色頁岩、層界面が乱れて不規則に切れている砂岩・頁岩の互層、厚さ 1~2 cm の単層をなす細粒砂岩と頁岩の細互層(#816)、径 1~10 cm の亜円~亜角礫を含む淘汰の悪い礫岩(F-6)、および黒色塊状頁岩(#815, #817, #907, #938)などが点々と分布する。それらの間には、長さ 10 数mの酸性凝灰岩ブロック、長径 5~6m の石灰岩レンズなどが含まれている(Plate I-1; ls)。このような産状から判断して、これらの地質体は、海底地送りによって生じたものであらうと考えられる。これらの地層の北に露出する厚い酸性凝灰岩(#925)も、すぐ東の国道 181 号線沿いの露頭では、層厚が薄くなっており、これも大きなレンズ状の岩体であらうと考えられる。

次に各試料の記載を行い、これから得られた放散虫化石とその時代について述べる。

#815: 酸性凝灰岩のブロックを含む黒色塊状頁岩。

#816: 細粒砂岩と 1~2 cm の細互層をなす黒色頁岩。

#817: 酸性凝灰岩のブロックの間に露出し、これを含む基質であると考えられる黒色塊状頁岩。

#907: ダイアミクタイトの基質部分をなす黒色塊状頁岩。

#938: 石灰岩レンズを含む黒色塊状頁岩。

#925: 大きなレンズ状岩体をなすと考えられる塊状酸性凝灰岩のうち淡緑色を呈する部分。

#815 より得られた *Follicucullus scholasticus* は、二疊紀後期(Guadalupian)に特徴的な種である(ORMISTON & BABCOCK, 1979)。#817 より得られた *Fo. sp. B* は *pseudothorax* が比較的良好に発達し、dorsal wing も大きく伸びているが、#815, #816 から得られた *Fo. sp. aff. Fo. sp. B* (ISHIGA *et al.*, 1982 a) は、*Fo. sp. B* に比べて dorsal wing は小さい。*Fo. sp. B* と *Pseudoalbaillella sp. aff. Ps. longicornis* は、ISHIGA *et al.* (1982 a) によって丹波帯、八木地域の船枝セクションの最上部で報告されており、二疊紀中期(Leonardian 後期~Guadalupian 初期)とされる *Follicucullus monacanthus* 群集に含まれる。#907 で *Fo. (?) sp.* としたものは、dorsal wing のみを持ち、*pseudothorax* が発達し、先に述べた *Fo. sp. aff. Fo. sp. B* とともに *Pseudoalbaillella* 属に近いものと考えられる。ISHIGA *et al.* (1982 a) の言うように、*Pseudoalbaillella* 属と *Follicucullus* 属の中間型に相当するのであらう。*Ps. lanceolata* は、ISHIGA *et al.* (1982 a) によって、芦見谷地域の芦見谷セクションの上部で、*Albaillella asymmetrica*, *Ps. sp. aff. Ps. longicornis*, *Ps. globosa* とともに報告されている。

Fig. 5 Route map showing fossil localities along the Shinjo River, Hattari. Slump breccia A: polymictic breccia, Slump breccia B: oligomictic breccia, clasts are almost exclusively of limestone. X: unproductive sample locality, other symbols as in Fig. 3.

#815, #817, #907, #938 の各試料は、すべて黒色塊状頁岩で、その産状(Fig. 6)から推定して、おそらくほぼ同時期にダイアミクタイトの基質として堆積したものと考えられる。これら4試料からは、*Pseudoalbaillella globosa* 群集から *Fo. monacanthus* 群集に相当する放散虫化石が得られ、二疊紀中期後半と推定される。

一方、#925 から得られた *Pseudoalbaillella sp.* は二疊紀型である。従ってこの酸性凝灰岩の堆積の時代も二疊紀である。中ほか(1984)は、島根県六日市町付近の錦層群の泥岩と細互層をなす酸性凝灰岩と山口県錦町の錦層群の酸性凝灰岩から、*Fo. scholasticus*, *Ps. sp. aff. Ps. longicornis* などの放散虫化石を報告し、*Fo. monacanthus* 群集帯にあたるとしている。今回、#925 から得られた個体は保存が悪く詳しい時代はわからないが、勝山地域に分布する酸性凝灰岩は錦層群に含まれるものに対

比することが可能である。

F-6 の試料は、スランブ礫岩中の石灰岩礫で、その中に大型の *Pseudofusulina* sp. を含んでいる。おそらくこの礫岩の堆積した時代は、二疊紀中期ないしはそれより後であろう。

(b) 神代北地区(#911, #922, #923)

#911 の試料は、淘汰の悪い細粒砂岩基質中に酸性凝灰岩礫、頁岩の小片などを含む礫岩である。この試料は、鏡下で酸性凝灰岩礫の部分に多くの放散虫化石が含まれるのが認められるが、基質の砂岩部、その他の礫にはほとんど含まれていないので、得られた放散虫化石は、酸性凝灰岩礫から抽出されたと考えられる。ISHIGA *et al.* (1982 a, b)によると、*Pseudoalbaillella* sp. aff. *Ps. longicornis* は、二疊紀中期を示す *Ps. globosa* 群集に含まれるが、鍋尻山地域では、二疊紀後期を示す *Neoalbaillella optima*-*Albaillella triangularis* 亜群集からも報告されている。

#923 の試料は、ダイアミクタイトの基質である黒色頁岩で、これより未記載の特徴的な *Ps. sp.* が8個体得られた (Plate IV : 12-A, 12-B, 13)。この種は、wing がほぼ水平に長く伸び、apical cone, pseudoabdomen が短かいことから、縦に押しつぶされたような形をしている。しかし、共存する他の種には強く変形したものはないので、押しつぶされたものではないと考えられる。

#922 の試料は、神代北石灰岩体の下位側(南側)に直接に接する黒色珪質頁岩で、これより、*Follicucullus* sp. と思われるものが得られた。他に、*Latentifistulidae* 科に属すると思われる放散虫化石も得られた。

F-5 の試料は、神代北石灰岩体の東に分布する角礫岩で、その中に、*Neoschwagerina* sp. を含む石灰岩礫が含まれている。これより、この角礫岩の堆積の時代は二疊紀中期以降と推定される。

(c) 寺河内東地区(#912, #913)

#912 および #913 の試料はともに、ダイアミクタイトの基質をなす黒色頁岩である。ISHIGA *et al.* (1982 c)によれば、*Albaillella asymmetrica* は、*Pseudoalbaillella rhombothoracata* 群集帯および *Albaillella* sp. D 群集帯から産出し、二疊紀前期後半～二疊紀中期前半のものとされている。また、芦見谷地区では、二疊紀中期を示す *Ps. globosa* 群集帯からも報告されている (ISHIGA *et al.*, 1982 a)。

(ii) 石灰岩中の化石

先に述べたように、石灰岩体は、大きなものとしては、神庭の滝、神代北、八反のものがある。このうち神

庭の滝、神代北の石灰岩体は紡錘虫化石を産する。

神庭の滝石灰岩体からは、Fig. 4 に示した3地点 (F-1, F-2, F-3) から二疊紀前期を示す紡錘虫化石 (*Acervoschwagerina* sp., *Pseudoschwagerina* sp., *Pseudofusulina* sp.) が得られた。この他に、金属鉱業事業団 (1980)によると、神庭の滝石灰岩中の含海百合片ペロイド石灰岩から、石炭紀後期の小型有孔虫 (*Palaeotextularia* sp., *Bradina* sp (?).), 含サンゴ魚卵状一海百合生碎屑石灰砂岩から、石炭紀後期のサンゴ (*Clisio-phyllum awa* MINATO), そして、石灰岩礫岩から、二疊紀中期後半の紡錘虫 (*Yabeina* sp., *Neoschwagerina* sp., *Parafusulina* sp.), 含フズリナペロイド石灰泥岩および石灰岩礫岩から、二疊紀前期の紡錘虫 (*Schwagerina* spp. など) が報告されている。これらの産出化石から、神庭の滝石灰岩体の形成された時代は、石炭紀後期から二疊紀中期にかけてと考えられる。

神代北石灰岩体からは、その下位側(南側)のダイアミクタイト層との境界から数10m内側に入った地点 (Fig. 4, F-4) から、*Acervoschwagerina* sp. が得られた。一方、小林 (1950) は、新庄川沿いの概査を行い、八反、神代北の両岩体に対応すると考えられる石灰岩体から、*Schwagerina*, *Fusulinella* を、角礫岩の中から *Neoschwagerina*, *Sumatrina* の破片を報告している。これらの化石より、両岩体の形成された時代は、神庭の滝石灰岩体とほぼ等しい石炭紀中期頃から二疊紀中期にかけての間と考えられる。

考 察

(i) 弱変成古生層の堆積の時代

これまで述べてきたように、神庭の滝石灰岩体、神代北および八反石灰岩体の形成された時代と、その周囲の碎屑岩類の堆積した時代との間には、微妙な差がある。つまり、神庭の滝および神代北あるいは八反石灰岩体は、石炭紀後期にはすでに一部形成されていたはずであるが、分布から見て下位にある、寺河内の東方および神代北の東方のダイアミクタイト層の基質をなす黒色頁岩や、神代北の角礫岩の堆積した時代は、二疊紀中期あるいはそれ以降を示している。その周辺には、断層や地層の大規模な繰り返しは認められないので、これらのより古い時代を示す石灰岩体は、その産状も考慮して異地性岩体と考えるのが妥当である。碎屑岩類の時代、特にダイアミクタイト層の基質の黒色頁岩の時代は、およそ二疊紀中期から後期にかけてと考えられるので、この時期により古い時代の異地性岩体を含む海底地帯が生じ

た可能性が強い。前に述べたように、本地域の弱変成古生層の層序は、東部ではよく保存されているが、西部では著しく乱されている。このことは、層序を保ったまま東部に残されている地層や岩体が、西部では海底地切りが生じた時に、こわれて、黒色頁岩中にブロック状に取り込まれたものと解釈できる。海底地切りの方向、機構は別として、勝山地域には、これまで日本各地から報告されているジュラ紀オリストストロームとは全く形成時代の異なる二疊紀のオリストストロームが存在することは明らかである。

(ii) 二疊紀オリストストロームの堆積環境

勝山地域には、オリストストローム層の中に酸性凝灰岩がしばしば含まれている。この酸性凝灰岩には、明らかに頁岩中の外来ブロックとみなされるものの他に、頁岩との境界が不明瞭で基質の頁岩に漸移するものもある。このことは、酸性凝灰岩がまだ未～半固結時に頁岩と混じりあったことを示す。つまり、酸性凝灰岩と基質の黒色頁岩の時代はほぼ同時期と考えられる。以上述べたことは、前述した中ほか(1984)の錦層群でその報告とも調和的である。ところが、中国地方各地には、当地域でみられるのと同様な酸性火山岩(MITSUNO, 1963; 西村・濡木, 1966; 藤井・三上, 1970 など)が報告されている。このことは、二疊紀中期～後期頃に、オリストストロームが生じるような堆積の場に活発な酸性火山活動の場があったことを示すと考えられる。

(iii) 二疊紀オリストストロームの意義

二疊紀オリストストロームが空間的・時間的にどのような広がりを持っているかを明らかにすることは、今後の重要な課題である。帝釈の碎屑岩からは二疊紀の放散虫化石が報告されているが(磯崎, 1984), その岩相的特徴および分布から判断して、帝釈には二疊紀オリストストローム相が広く分布している可能性が高い。秋吉、阿哲などにも、すでに勘米良(1983)が述べているように、二疊紀のオリストストローム相の地層が存在すると考えられる。

上記したように、中国地方の非変成～弱変成古生界に二疊紀オリストストロームが広く含まれていることは疑いない。おそらく三郡変成岩の原岩にも同様な岩石があったであろう。勝山地域では、寺河内の東方で、三郡変成岩類が弱変成の二疊紀層と近接して分布しているが、これまでに三郡変成岩類と弱変成古生層との関係については、種々の議論がなされてきた。小林(1950)は、石灰岩は下部千枚岩(三郡変成岩に相当すると思われる)の上に衝上したもの(鬼穴衝上)とみなした。しかし、小

西(1951, 1954)は、両者の間の衝上関係を認めず、非変成古生層は漸移部に小規模な擾乱部を介して変成岩類に移化していくと考え、鬼穴衝上を否定した。その後、KIMURA(1960)や、HASHIMOTO(1968)によってこの説は支持されてきたが、濡木(1969)は両者が断層関係で接しているとしている。筆者は、野外観察および顕微鏡観察の結果から、両者の関係は漸移であろうと考えているが、現在まだ検討中であるのでこれについては稿を改めて述べる予定である。仮に両者の関係を漸移であるとするならば、三郡変成岩類の原岩にも二疊紀オリストストロームが存在する可能性は高い。

一方、中国地方の鹿足層群・錦層群ではジュラ紀オリストストロームに相当するものが知られており、それらと二疊紀オリストストロームが、どのような分布パターンをとるか、そして両者の地質学的関係はどのようなになっているのかを明らかにすることは、三郡変成岩の中にジュラ紀の変成年代を示すものが存在する(柴田・西村, 1983)こととも関連して、二疊紀からジュラ紀にかけての西南日本内帯の構造発達史を解く上で、極めて興味深い問題である。

謝辞 本研究を進めるにあたって、名古屋大学理学部地球科学教室の水谷伸治郎教授、足立 守助教授には、終始御指導を仰ぎ、粗稿を読んでいただいた。同教室小嶋 智氏には、放散虫化石の鑑定にあたって、御指導、御助言をいただいた。東京大学理学部の吉田鎮男助教授、岡山大学理学部の光野千春教授、杉田宗満先生には、多くの有益な御助言をしていただいた。以上の方々に心からの感謝の意を表する。

文 献

- ADACHI, M. and KOJIMA, S., 1983: Geology of the Mt. Hikagedaira area, East of Takayama, Gifu Prefecture, central Japan. *Jour. Earth Sci., Nagoya Univ.*, **31**, 37-68.
- 藤井厚志・三上貴彦, 1970: 常森層—その秋吉石灰岩との関係。地質雑, **76**, 545-557.
- FLINT, R. F., SANDERS, J. E. and RODGERS, J., 1960a: Symmictite: a name for nonsorted terrigenous sedimentary rocks that contain a wide range of particle sizes. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **71**, 507-510.
- , ——— and ———, 1960b: Diamictite, a substitute term for symmictite. *Ibid.*, **71**, 1809-1810.
- HASHIMOTO, M., 1968: Glaucophanitic metamorphism of the Katsuyama district, Okayama Prefecture, Japan. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], **17**, 99-162.

- 早坂康隆・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散虫化石の発見. 地質雑, **89**, 527-530.
- 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—. 地質雑, **89**, 443-454.
- ISHIGA, H., KITO, T. and IMOTO, N., 1982a: Middle Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Earth Sci.*, **36**, 272-281.
- , ——— and ———, 1982b: Late Permian radiolarian assemblages in the Tamba district and an adjacent area, Southwest Japan. *Ibid.*, **36**, 10-22.
- , ——— and ———, 1982c: Permian radiolarian biostratigraphy. *News of Osaka Micropaleont.*, Sp. Vol., no. 5, 17-26.
- 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.*, **38**, 197-206.
- 磯崎行雄, 1983: 広島県帝釈台地域からのペルム紀放散虫化石の産出と層序の再検討 (予報). 総研 (A), 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, DESK 総研報告, 28-34.
- 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—, 「島弧と大陸との関係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.
- 狩野謙一, 1982: 美濃一領家帯の中生層の重力滑動とそれに伴う地質構造. 静岡大学地球科学研究報告, **7**, 9-33.
- KIMURA, T., 1960: On the geologic structure of the Paleozoic Group in Chugoku, West Japan. *Sci. Papers, Coll. Gen. Educ., Univ. Tokyo*, **10**, 109-124.
- 金属鉱業事業団, 1980: 昭和54年度, 広域調査報告書, 津山地域. 通商産業省・資源エネルギー庁, 132 p.
- 小林貞一, 1950: 日本地方地質誌, 中国地方. 241 p., 朝倉書店.
- 小嶋 智, 1982: 高山市東部地域のジュラ紀, 三疊紀, 二疊紀放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 5, 81-91.
- , 1984: 岐阜県高山市東部の中・古生層の層序と構造. 地質雑, **90**, 175-190.
- 小西健二, 1951: 中国脊梁山地南縁の地質・構造に関する二三の報告. 同上, **57**, 263.
- , 1954: 鬼穴衝上—三郡変成岩類と“非変成”古生層との関係. 同上, **60**, 312.
- 光野千春, 1959: 中国地方東部の三郡変成帯概報. 同上, **65**, 49-65.
- MITSUNO, C., 1963: Zur Kenntnis des Oberpaläozoikums in östlichen Chūgoku, Südwest-Japan. *Geol. Rept., Hiroshima Univ.*, No. 12, 419-443.
- 三宅啓司, 1984: 岡山県真庭郡勝山町北西部に分布する古生界の層序と構造. 日本地質学会第91年学術大会講演要旨, 545.
- 中 孝二・徳岡隆夫・飯泉 滋・渡辺暉夫・玉木 敦, 1984: 島根県六日市町および山口県錦町の中・古生界, 同上, 182.
- 西村祐二郎・濡木輝一, 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**, 385-398.
- 濡木輝一, 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, 第4号, 23-39.
- ORMISTON, A. and BABCOCK, L., 1979: *Follicucullus*, new radiolarian genus from the Guadalupian (Permian) Lamar Limestone of the Delaware Basin. *Jour. Paleont.*, **53**, 328-334.
- 柴田 賢・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年学術大会講演要旨, 385.
- 須鎗和巳・桑野幸夫・石田啓祐, 1983: 四国中央部秩父累帯北帯の生層序学的研究. 徳島大学教養部紀要 (自然科学), **16**, 143-167.
- 田中和広, 1980: 島根県日原地域のオリスストローム, 鹿足層群. 地質雑, **86**, 613-628.
- 田沢純一・相田吉昭・結城智也・大槻憲四郎, 1984: 青海の“非石灰岩古生層”よりペルム紀放散虫化石の発見. 地球科学, **38**, 264-267.
- 豊原富士夫, 1976: 山口県東部の三郡—山口帯—“領家帯”の地質構造. 地質雑, **82**, 99-111.
- 山田節三, 1951: 75000分の1地質図幅「久世」. 地質調査所.
- 山本博文, 1985: 根尾南部地域および伊吹山地域の美濃帯中・古生層. 地質雑, **91**, 353-369.

(要 旨)

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. 地質雑, 91, 463-475. (MIYAKE, K., 1985: Permian olistostrome complex in the Katsuyama area, Okayama Prefecture, Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91, 463-475)

岡山県勝山地域北部に分布する弱変成古生層の層序および構造の再検討を行った。弱変成古生層は、緑色岩、石灰岩、砂岩、頁岩、酸性凝灰岩、ダイアミクタイトなどからなるが、東部と西部で岩相が異なる。東部では緑色岩、石灰岩、砂岩・頁岩互層という原層序がよく保存されているが、西部ではこれらは独立した岩塊としてダイアミクタイト中に含まれる。ダイアミクタイトの基質をなす黒色頁岩は二疊紀中～後期の放散虫化石を産し、この中に含まれる石灰岩体は石炭紀後期～二疊紀中期の紡錘虫化石を産する。従ってこれらの石灰岩体は異地性岩体であり、その産状、規模などから、当地域の弱変成古生層は二疊紀中～後期に生じたオリストストロームであると考えられる。二疊紀オリストストロームは内帯古生界に広く存在すると予測され、ジュラ紀オリストストローム、三郡変成岩類との地質学的関係を明らかにすることが、今後の重要な問題である。

Explanation of Plates

Plate I

1. Lenticular limestone block (upper right) and sandstone block (lower left) in diamictite along the Shinjo River, Hattan.
2. Sedimentary structure in alternating beds of sandstone and shale, Hattan.
3. Convolution in graded silty sandstone and shale, east of Kamba Falls.
4. Graded bedding in alternating beds of sandstone and shale, Hattan.

Plate II

1. Photomicrograph of fine-grained lithic sandstone, Hattan (scale bar=0.3 mm).
2. Photomicrograph of vitric crystal tuff, Hattan. Note angular crystals of plagioclase and quartz (scale bar=0.3 mm).
3. Photomicrograph of black siliceous shale containing a well-preserved radiolarian remain, Teragochi (scale bar=0.3 mm).
4. Limestone clast containing *Neoschwagerina* sp. in breccia, Kojiro-Kita (scale bar=5 mm).

Plate III

1. <i>Follicucullus scholasticus</i> ORMISTON & BABCOCK	29089/#815
2. <i>Fo.</i> sp. aff. <i>Fo.</i> sp. B (ISHIGA, KITO & IMOTO : 1982a)	29084/#815
3. <i>Fo.</i> sp. aff. <i>Fo.</i> sp. B (ISHIGA, KITO & IMOTO : 1982a)	30714/#816
4. <i>Fo.</i> sp. aff. <i>Fo.</i> sp. B (ISHIGA, KITO & IMOTO : 1982a)	29093/#815
5. <i>Fo.</i> sp. B (ISHIGA, KITO & IMOTO : 1982a)	30731/#817
6. <i>Fo.</i> sp. B (ISHIGA, KITO & IMOTO : 1982a)	30897/#817
7. <i>Fo.</i> (?) sp.	30902/#907
8. <i>Fo.</i> sp.	30697/#922
9. <i>Fo.</i> sp.	30898/#817
10. <i>Fo.</i> sp.	30762/#907
11. <i>Fo.</i> sp.	30759/#817
12. <i>Pseudoalbaillella</i> sp. aff. <i>Ps. longicornis</i> ISHIGA & IMOTO	30754/#817
13. <i>Ps.</i> sp. aff. <i>Ps. longicornis</i> ISHIGA & IMOTO	30771/#907
14. <i>Ps.</i> sp. aff. <i>Ps. longicornis</i> ISHIGA & IMOTO	30734/#817
15. <i>Ps.</i> sp. aff. <i>Ps. longicornis</i> ISHIGA & IMOTO	29179/#911
16. <i>Albaillella asymmetrica</i> ISHIGA & IMOTO	29243/#912
17. <i>Al.</i> <i>asymmetrica</i> ISHIGA & IMOTO	29252/#912

Scale: a for 15 and 16; b for 1-7, 9-14 and 17; c for 8.

Plate IV

1. <i>Pseudoalbaillella</i> sp.	30793/#815
2. <i>Ps.</i> sp.	30798/#815
3. <i>Ps.</i> sp.	30788/#815
4. <i>Ps.</i> sp.	30903/#816
5. <i>Ps.</i> sp.	30741/#817
6. <i>Ps. lanceolata</i> ISHIGA & IMOTO	30677/#938
7. <i>Ps.</i> sp.	30756/#817
8. <i>Ps.</i> sp.	30894/#913
9. <i>Ps.</i> sp.	30437/#925
10-A. <i>Ps.</i> sp.	30408/#923
10-B. <i>Ps.</i> sp. (right side view)	30407/#923
11-A. <i>Ps.</i> sp.	30405/#923
11-B. <i>Ps.</i> sp. (right side view)	30406/#923
12-A. <i>Ps.</i> sp. (left side view)	30416/#923
12-B. <i>Ps.</i> sp.	30414/#923
13. <i>Ps.</i> sp.	30399/#923

Scale: a for 10-A and 10-B; b for 9; c for 1,2,4-8,11-A, 11-B, 12-B and 13; d for 3 and 12-A.