西九州海浦地域の黒瀬川構造帯中・古生界層序の改訂とジュラ系葦北層群(新称)の層序*

Revised stratigraphy of the Paleozoic and Mesozoic successions and proposal of the Jurassic Ashikita Group in the Uminoura area of the Kurosegawa Tectonic Belt, western Kyushu, SW Japan *

Abstract

太田 亨** 坂井 卓***

Tohru Ohta ** and
Takashi Sakai ***

2002年5月22日受付.

2003年10月29日受理.

** 早稲田大学大学院理工学研究科

Division of Geology, Graduate School of Science
and Engineering, Waseda University, Nishi-
waseda, Shinjuku-ku, Tokyo 169-8050, Japan

*** 九州大学理学部地球惑星科学教室

Department of Earth and Planetary Sciences,
Faculty of Science, Kyushu University, Hakoza-
ki, Higashi-ku, Fukuoka 812-8581, Japan

Lithostratigraphy and geological structure of Mesozoic successions were re-examined in the Kurosegawa Tectonic Belt in the Uminoura area, western Kyushu. The conventional Permian to Cretaceous stratigraphy in the study area is revised, and a new late Early Jurassic to Late Jurassic stratigraphic unit, the Ashikita Group is proposed. The Ashikita Group consists of the Idenohana (newly defined), Kyodomari (newly defined) and Sakamoto (redefined) Formations, which represent discrete fining-upward sequences. The fossils newly found are Late Toarcian ammonite *Haugia cf. variabilis* and Middle to Late Jurassic radiolarians indicative of the *Tricolocapsa plicarum* to *Pseudodictyomitra primitiva* zones. An assessment of the previously reported Permian and Triassic fossils advocated that these fossils were derived from contained in the mass-wasting deposits. Contrary, hemipelagic drape deposits have exclusively yielded Jurassic fossils, although some of which were also suspicious of reworked origin. Furthermore, the newly reported fossil data are concordant with the geological structures characterized by the northwesterly verging overturned to recumbent folds. All facts demonstrated in the present contribution indicate that the previous stratigraphy that had been assigned to the Permian to Cretaceous should be revised.

Key words: Idenohana Formation, Kyodomari Formation, Sakamoto Formation, Ashikita Group, Jurassic, Kurosegawa Tectonic Belt, Kumamoto Prefecture

はじめに

黒瀬川構造帯には、蛇紋岩メランジュ相 (Maruyama, 1981) の黒瀬川古期岩類とともに、上部古生界から中生界の整合と成層する砕屑岩層が広く分布する。これらの弱変形砕屑岩層の層序と堆積過程の研究は、黒瀬川構造帯の複雑な構造発達過程を解明する重要な手がかりを与える。砕屑岩層は、大きな層序欠損を伴う不整合を挟み (松本・勘米良, 1964; Hada et al., 1992), また、一部では黒瀬川古期岩類や古生代メランジュ相を被覆する (土谷, 1982; Aitchison et al., 1991; 有田ほか, 2001) とされている。黒瀬川構造帯中の不整合関係は構造運動の時期を、被覆関係は地帯の配置が完了した年代を提示しているものと考えられてきた。黒瀬川構造帯が、元来、古陸もしくは島弧起源で (例えば、宮本ほか, 2000b), 東アジア縁辺に付加・合体した地帯 (Maruyama, 1981; Maruyama et al., 1984) であったのならば、ジュラ～白亜紀砕屑岩層の層序は、その過程を記録している可能性がある。

しかし、これまでの黒瀬川構造帯の起源に関する活発な議論 (例えば、勘米良, 1980; Taira and Tashiro, 1987; Ichikawa, 1990; 磯崎・板谷, 1991; Sakai and Okada, 1997; Saka and Katoh, 2000; 山北・大藤, 2000) のなかでは、この地帯の古・中生界がどのような層序関係や堆積作用を記録しているのか、まだ十分に明らかにされていない。

熊本県球磨山地の黒瀬川構造帯には、砕屑岩層が広く分布し、層序学的、堆積学的、古生物学的解析にとって好条件がそろっている。この地域の中・古生界の概要は松本・勘米良 (1964) によって明らかにされた。その後、放散虫やアンモナイト化石が相次いで報告され、ジュラ系が従来考えられていたよりも広く分布することが明らかになり、地質年代や層序に修正が加えられた (佐野, 1977; Hirano and Sano, 1977; 横田・佐野, 1984; Tamura and Murakami, 1986; 横田・坂井, 1989; Miyamoto and Kuwazuru, 1993; 松山ほか, 1998; 中村ほか, 1998; 永井・佐野, 1999; 宮本ほか, 2001)。また、西九州では欠如すると考えられていた下部および中部ジュラ系も見出され、西九州黒瀬川構造帯に分布する砕屑岩層の層序についての全体像が明らかにされつつある (松山ほか, 1998; 中

* 日本地質学会西日本支部第139回例会 (佐賀)・日本地質学会第108年学術大会 (2001年金沢) にて一部講演

Fig.1. Geological sketch map of the Kurosegawa Tectonic Belt in west Kyushu (partly modified after Matsumoto and Kanmera, 1964).

村ほか, 1998; 宮本ほか, 2001; 西園, 2001).

調査地域 (Fig.1) の熊本県葦北郡田浦町の海浦地域では, 従来, 上部古生界~中生界が分布すると考えられてきた. 近年, 横田・坂井 (1989) が三疊系分布域からジュラ紀放散虫化石の産出を報告し, 従来の層序に問題点があることを指摘した. 黒瀬川構造帯の構造発達史の解析には, 正確な層序と堆積年代の解明が必要不可欠である. 筆者らは, 海浦地域の碎屑岩層の地質構造, 層序, 地質年代の再検討を行った. その結果, これらの地層が褶曲群の発達による複雑な地質構造を示すことを明らかにし, 新たにジュラ紀アンモナイト化石や放散虫化石を見出した. そこで本研究では, 海浦地域の碎屑岩層について, 大幅な層序の改訂を行い, 下位より井手鼻層 (新称), 京泊層 (新称), 坂本層 (再定義) から構成されるジュラ系葦北層群を新たに提案する. 本稿ではこれらを記載するとともに, これまでに報告されてきたペルム紀および三疊紀化石の産状や不整合の存否について議論する.

研究史

海浦地域の碎屑岩層については, Tamura (1959a, b), 田村 (1960), 勘米良 (1961), 折田 (1962), 松本・勘米良 (1964), 太田・門司 (1976), 田村・村上 (1987, 1988), 横田・坂井 (1989), 小林 (2002) などによって古生物学的, 層序学的検討がなされてきた. しかしながら, その地質構造や層序関係については研究者間で異なる見解が示されていた. 田村 (1960) は本地域の碎屑岩層に対して, 下位より小崎層 (ペルム系), 田浦層 (三疊系), 坂本層 (上部ジュラ系), 海浦層 (最下部白亜系) からなる層序をたてた (Fig.2). 各層は縦走断層によって境され, 南に急傾斜した南上位の同斜構造を呈すると解釈した. これに対して, 折田

(1962) や松本・勘米良 (1964) は, 北翼の大部分 (入御岬から和田までの海岸部分) が断層によって欠如している転倒向斜構造をなすとし, その南翼では南傾斜で北上位を示す逆転した層序をたてた. また, 中部ペルム系, 上部三疊系, 上部ジュラ系がそれぞれ, 傾斜不整合で接すると解釈した (Fig.2). この2つの見解では地質構造のとらえ方に大きな対立点があり, また, 部分的に上下がまったく逆の層序を想定していることになる. 太田・門司 (1976) は, 両者の見解を検証し, 田村 (1960) が示した海浦層の層序を確認した. しかし, 地質構造に関しては, 折田 (1962) と同様に向斜構造をなすとした. その後, 田村・村上 (1987) は, 折田 (1962) の三疊系田浦層分布域から鳥巢二枚貝動物化石群およびアンモナイト化石を報告した. このことより, 田村 (1960) の見解を追認し, 改めて地層が南上位であるとの判断を示した. また, 三疊紀二枚貝化石の少なくとも一部が, ジュラ紀二枚貝化石と混在化して産出することを報告した. 同様に, 田村・村上 (1988) は, 中部ペルム系分布域から後期ペルム紀紡錘虫化石を報告し, 横田・坂井 (1989) および小林 (2002) は, それぞれ上部三疊系分布域から中期ジュラ紀放散虫化石および中期三疊紀有孔虫化石を報告し, 産出化石の混在化が明らかにされつつある.

地質概説

西九州の黒瀬川構造帯は, おおむね北東-南西方向の破木・深水・猫谷構造帯などの蛇紋岩を伴う縦走断層によって分断され, 南から坂本帯, 日奈久帯, 宮地帯に区分されている (松本・勘米良, 1964; Fig.1). 調査地域の熊本県葦北郡田浦町の海浦地域は, 坂本帯の西端部にあたる. 坂本帯は, 幅1~2km程度の比較的狭い帯をなし, 北東-南西方向に海浦

Fig.2. Comparison of stratigraphic divisions of the Uminoura area by the previous works (A) and this work (B).

地域から五木村山口地域まで約 30km にわたって連続的に追跡される。坂本帯の碎屑岩層は、黒色を呈する陸棚性泥質石灰岩塊を数層準に挟むことが知られている。レンズ状石灰岩を含む層準は断続的ながらも良好に側方追跡でき、後期ジュラ紀の石灰岩岩体は鳥巢式石灰岩に対比されている (田村, 1960)。海浦地域には、破木構造帯の黒瀬川古期岩類およびジュラ系葦北層群が分布する。

破木構造帯は、片麻状角閃岩、緑色片岩、花崗岩、蛇紋岩などの黒瀬川構造帯構成岩類を伴う (松本・勘米良, 1964)。調査地域では、蛇紋岩類は小岩体として現れているのみで、角閃岩、片岩、花崗岩などが比較的広く分布する。角閃岩については、K-Ar ホルンブレンド年代として 409Ma (柴田ほか, 1979)、Sm-Nd 鉱物アイソクロン年代として 490 ~ 540Ma (小山内ほか, 2000) が報告されている。破木構造帯は、西九州黒瀬川構造帯の南限を画し、南側でジュラ紀付加体 (秩父帯南帯) と接する。

海浦地域に分布する碎屑岩層には、3つの顕著な上方細粒化サイクルが認められる (Fig.8)。上方細粒化サイクルの基底では、一部は断層関係にあるものの、多くの場合、粗粒相がシャープな岩相境界を介して整合的に下位の細粒相を覆っている。この岩相境界は、露頭での認定や側方への追跡が容易であることから、このサイクルを層序の基本単位として、下位より井手鼻層、京泊層、坂本層を認定した。井手鼻層は礫岩を主体とし、最上部のシルト岩層からは前期ジュラ紀アンモナイト化石を産する。京泊層は井手鼻層と整合関係で接し、石灰岩角礫岩層、砂岩泥岩互層および黒色頁岩層からなる。最上部の坂本層はスランプ層、礫岩層、砂岩泥岩互層および黒色頁岩層から構成される。田村 (1960) の岩相層序区分との対応関係を大雑把に整理すると、井手鼻層は小崎層に、

京泊層は田浦層下~中部・坂本層下~中部、坂本層は田浦層上部・坂本層上部・海浦層に対応する。

海浦地域には、北東-南西方向の軸跡をもつ北フェルゲンツの傾斜・転倒褶曲群およびこれに伴う露頭スケールの引きずり褶曲群が発達する (Fig.3)。とくに、調査地域中央部に位置する向斜構造は、規模が大きく、当該地域の地質構造を規制している (折田, 1962; 松本・勘米良, 1964)。葦北層群はこの向斜構造を反映して対称分布を示し、坂本層が軸部に、京泊層が南翼と北翼に出現する (Fig.3)。南翼側では、ほとんどすべての地層が北上位を示す逆転層から構成されている。これに対して、北翼側は正常層と逆転層がくり返す複雑な構造を示す (Fig.3)。

海浦地域の層序

1. 井手鼻層 (Idenohana Formation)

命名 新称。模式地の出鼻名「井手鼻」に因んで命名する。

模式地 井手鼻半島西海岸 (Fig.4)。ただし、模式地では最下部および破木構造帯との関係を観察することができないので、最下部に関しては調査地域東部の志水^{しみず}を副模式地とする。

分布 本層は、調査地域の南西部から南東部にかけて破木構造帯の北側に分布する (Fig.3)。南東部では広く表層堆積物に覆われている。

層厚 約 350m。

下位層との関係 志水では破木構造帯の構成岩類と断層関係にあり、下限は不明。

層序 下位より、礫岩層、砂岩層、シルト質頁岩層から構成される。井手鼻層は礫質な近源相タービダイトに始まり泥質な末端相タービダイトへ漸移的に変化する明瞭な上方細粒化

Fig.3. Geological map and cross-sections of the Uminoura area. Note the development of overturned and recumbent folds on macroscopic-scale.

層序をもつ。

岩相 礫岩層は南西部では層厚 100m 弱であるが、北東に向かって次第に薄くなる。副模式地の志水では、最下部に大礫サイズの砂岩や石灰岩の礫から構成される角礫岩が発達する。主部は多源的で、花崗岩、ひん岩、流紋岩、石灰岩、砂岩、頁岩などの礫種を含んでいる。円磨された火成岩の中～

大礫が主体をなし、部分的に砂岩や頁岩の角礫からなる礫が密集している。礫岩層は厚層理、塊状で、基質支持のものが多く、基底面にはしばしば小規模な浸食構造が確認される。なお、これまでに報告された紡錘虫化石を含む石灰岩は、土石流堆積物中の礫として産する。

砂岩層は層厚が 30～40m ほどで、しばしば礫岩層と指交

Fig.4. Route map of the Idenohana Headland. A and B: Selective routes for measured logs.

状の互層をなす。砂岩層は長石質の中～粗粒砂岩で、多くの場合、単層は1m以上の層厚をもつ。単層には顕著な級化構造が観察され、まれに逆級化構造が基底部に発達することもあり、近源相タービダイトの特徴を示す。

シルト質頁岩層は層厚20m程度で、井手鼻から京泊半島にかけて井手鼻層最上部に良く連続する (Figs. 4, 5)。シルト質頁岩層は、平行葉理やリップル葉理を伴い級化構造を呈する厚さ1～2cm程度の細粒砂岩を数10cm間隔でリズムカルに挟む。このような特徴は、本層が末端相タービダイトであることを示す。しかし、全体的に生物擾乱が著しく、本層は淘汰不良なシルト岩からなる。後述するアンモナイト化石は本層のLoc. 2 (Figs. 3, 5) から産出した。

地質年代 Toarcian期を含む前期ジュラ紀 (後述)。

2. 京泊層 (Kyodomari Formation)

命名 新称。本地層名は、調査地域南西部一体が慣習的な地方名として「京泊」と呼ばれてきたことに因んで命名する。本地名は、国土地理院発行の25,000分の1地形図「計石」には記載されていないが、森林基本図には記載されている。

模式地 京泊半島 (Fig.5のルートC, D)。

分布 本層は調査地域中央部に位置する向斜軸の両翼に対称

的に分布する (Fig.3)。

層厚 模式地の京泊半島では、層厚100m弱程度であるが、調査地域の北東部小田浦では180mに達する。

下位層との関係 下限は多くの場合、下位の井手鼻層と断層関係にある。しかし、京泊半島東海岸の最南端では井手鼻層最上部のシルト質頁岩層が京泊層最下部の含石灰岩角礫岩層に直接覆われているので、両者はもともと整合関係にある (Fig.5)。

層序 層序は調査地域中央部に位置する向斜の南翼において逆転して北上位となっている。北翼ではさらに複数の褶曲が発達するため、層序の上位方向がしばしば交代する。層序の全体像は、地質構造が比較的単純で常に北上位を示す南翼側の京泊半島 (Fig.5のルートC, D) および小田浦 (Fig.6) においてまとめた。京泊半島では下位より石灰岩角礫岩層、厚～中層理砂岩泥岩互層および最上位の黑色頁岩層から構成されている (Fig.8)。しかし、小田浦では、模式地に分布しない塊状シルト岩層および薄層理砂岩泥岩互層が、厚～中層理砂岩泥岩互層と最上位の黑色頁岩層の間に出現する。北翼の層序は小田浦における層序との共通点が多い。すなわち、下位より厚～中層理砂岩泥岩互層、塊状シルト岩層、薄層理砂

Fig.5. Route map of the Kyodomari Headland. C and D: Selective routes for measured logs.

岩泥岩互層および黒色頁岩層から構成されている。しかしながら、南翼側の最下位に分布する石灰岩角礫岩層が欠如する。

岩相 石灰岩角礫岩層が本層の最下部を占める。礫の大部分は石灰岩であるが、砂岩もまれに見られる。石灰岩は小～巨礫サイズの角礫として淘汰不良の泥質基質中に含まれて産する。層厚は10数m程度で、断続的ながらよく追跡される。石灰岩はウーライトを主体とし、波浪の影響を受ける浅海域で形成された石灰岩の特徴を示している（勘米良, 1977）。このような岩塊の岩相や基質との関係から、後述するように石灰岩や砂岩の岩塊は、土石流などによって運搬され堆積した異地性岩塊であると判断した。

厚～中層理砂岩泥岩互層は層厚が70m程度である。砂岩層には層理における癒着が認められるが、一般に個々の単層は層厚40cm前後である。個々の単層は、級化構造、平行葉理、リップル葉理が良好に発達することから典型的なタービダイトとみなされる。厚～中層理砂岩泥岩互層は数10m間隔で上方粗粒化・厚層化サイクルを示すことが多い。

模式地の南西地域では、厚～中層理砂岩泥岩互層が最上位の黒色頁岩層に直接覆われる。これに対して、北東地域では、上位に塊状シルト岩層および薄層理砂岩泥岩互層が重なることがある（Fig.6）。塊状シルト岩層は三疊紀二枚貝が多産するレンズ状岩体である。後述するように塊状シルト岩層は異地性岩塊である可能性が高い。

Fig.6. Route map of Kodanoura. Lenticular siltstone block (Tb) yields Triassic mollusks.

薄層理砂岩泥岩互層は、層厚数 cm から最大 30cm の細粒砂岩と黒色頁岩の互層からなる。砂岩層は上下面がシャープで、級化構造を欠きリップル葉理が顕著に発達する。薄層理砂岩泥岩互層は上方細粒化、薄層化サイクルをもち、最上位の黒色頁岩層に漸移する。

黒色頁岩層は層厚 50m 程度で京泊層の最上部を占める。淘汰の良好な成層した黒色頁岩から構成され、厚さ 1cm 以下の薄い酸性凝灰岩を 50cm 程度の間隔で頻繁に挟む。このほかに厚さ数 10cm の酸性凝灰岩が向斜軸の両翼で追跡され、良好な鍵層となる。この酸性凝灰岩の上下の泥岩からは Bajocian ~ Bathonian 期の放散虫化石群集が得られた。また、井手鼻半島、入御岬、和田付近では、径数 cm のマンガン質ノジュールが頻繁に見られる。

地質年代 Aalenian ~ Bathonian 前期 (後述)。

3. 坂本層 (Sakamoto Formation)

命名 田村 (1960)。坂本層は坂本地域から海浦地域に分布する上部ジュラ系に対して定義された (田村, 1960)。岩相、

地質構造、地質年代および層序を検討した結果、田村 (1960) の三疊系田浦層および白亜系海浦層は、坂本層と同一の岩相層序単元を構成していることが明らかになった。このような岩相層序についての新たな認識にもとづいて、従来、田浦層、坂本層および海浦層とされていた地層を坂本層として再定義する。

模式地 模式地は球磨川流域の八代郡坂本村に設定されている (田村, 1960)。この層序単元を海浦地域で検討、再定義するために参照模式地を京泊半島 (Fig.5 のルート C, D) および海浦海岸東方 (Fig.7 のルート E) に設定した。

分布 調査地域中央の向斜軸部および北部の入御岬に分布する (Fig.3)。

層厚 約 100m。

下位層との関係 下位の京泊層と整合関係にある。京泊半島、海浦海岸東方ではチャネル性浸食面で接する。

層序 下位よりスランプ層、礫岩層、砂岩泥岩互層、黒色頁岩層から構成されている。また、入御岬付近では石灰岩角礫

Fig. 7. Route map of the Uminoura-Irigomisaki coast. The development of macroscopic-scale folds are well indicated by the systematical change in stratigraphic up-direction. E: Selective route for measured log.

岩層が分布する。

岩相 スランプ層は大小さまざまな砂岩岩塊を含む混在岩相を示す。層厚は20m程度であるが、調査地域全域に追跡される。砂岩岩塊は数cmから数m規模の岩塊として産し、特徴的に炭質木片を多量に含む。本層からは、浅海性の後期三疊紀軟体動物化石 (Loc. 27; 折田, 1962) や後期ジュラ紀~前期白亜紀二枚貝、アンモナイト化石 (Loc. 5; 田村・村上, 1987) が混在化して産出する (Figs. 5, 8 の Loc. 4)。

礫岩層は、小~中礫礫岩からなり、京泊半島東岸 (Figs. 5, 8 のルートD) と海浦海岸東方 (Figs. 7, 8 のルートE) のみに分布する。礫支持で、級化構造を示す礫質高密度タービダイトや基質支持の含礫泥岩などの重力流起源堆積物からなる。礫岩層は京泊東方で20~30mほどの層厚をもつが、側方に向かって急激に層厚が減少するチャンネル状の形状を示す。

す。

砂岩泥岩互層は50~70mほどの層厚をもつ。厚層理砂岩層と薄層理砂岩泥岩互層の岩相組合せからなり、数m程度の上方細粒化サイクルを形成する。厚層理砂岩 (層厚1~3m) には、級化構造やソールマークが良好に発達している。最上部付近では、低角度の平板型斜交葉理が特徴的に見られる。挟在する薄層理砂岩泥岩互層には、級化構造、リップル葉理、クライミングリップル葉理が見られる。

黒色頁岩層は層厚50m程度で、酸性凝灰岩の薄層 (1~2cm) を頻繁に挟んで数cm~数10cm間隔で成層する。海浦海岸東方では厚層理砂岩層と黒色頁岩層との断層接触関係が露頭で認められる。しかし、小田浦ルートでは厚層理砂岩層は黒色頁岩層と整合的に接する。

石灰岩角礫岩層は層厚20m程度で、入御岬のみに分布す

る。本層は京泊層最下部の含石灰岩角礫岩層と岩相および産状に共通点が多い。石灰岩塊は数 cm から数 m 規模の岩塊として頁岩中に含まれている。石灰岩岩塊からは、多数のサンゴ、ストロマトポロイド、石灰藻、ウニの棘、巻貝のネリネア、二枚貝が産し、岩相・化石相から鳥巢式石灰岩に対比

されている (田村, 1960)。

地質年代 Bathonian ~ Tithonian 期 (後述)。

三畳系の産状と岩相

本調査地域からは、多数の三畳紀化石が報告されている。

Fig.8. Correlation of columnar-sections compiled from the measured logs. Previously reported fossil data and lithostratigraphy (right side of the columnar-sections) are compiled from Tamura (1959a), Kanmura (1961), Orita (1962), Ohta and Moji (1976), Tamura and Murakami (1987, 1988) and Kobayashi (2002). See Figs. 4, 5 and 7 for measured logs.

Fig.9. Late Toarcian ammonite, *Haugia* cf. *variabilis* (d'Orbigny) from the Idenohana Formation (Loc. 2 in Figs. 3, 5 and 8).

京泊層下部に分布する石灰岩（京泊半島東岸の最南端, Fig.5）からは三畳紀の有孔虫化石が（小林, 2002）, 京泊層および坂本層下部などに分布する塊状砂岩や塊状シルト岩からは三畳紀の二枚貝化石が多産する（Tamura, 1959a の Loc. 1 ~ 3; 折田, 1962 の Loc.27 など）. 石灰岩は泥質基質中に産し, 周囲の碎屑岩より古い年代を示す有孔虫化石（中期三畳紀 Anisian）が産するので, 再堆積した異地性岩塊と考えられる（小林, 2002）. また, 田村・村上（1987）は, 坂本層最下部のスランプ層（Loc. 4, Figs. 3, 5, 8）において, 三畳紀二枚貝化石と鳥巣二枚貝動物化石群が混在化していることを明らかにした. このことから, 三畳紀二枚貝化石の少なくとも一部が二次化石と考えられる.

後期三畳紀 Carnian の二枚貝を産する塊状砂岩・塊状シルト岩は側方への連続性に乏しいレンズ状岩塊として断続的に京泊層および坂本層下部に分布する. これらの塊状砂岩やシルト岩岩塊の多くは見かけの長径が数 m 程度のことが多いが, 小田浦ルートでは長径が約 100m に達する（Fig.6）. 塊状シルト岩層は淘汰不良の砂質シルト岩からなり特徴的に二枚貝化石や植物片を多量に含む. 砂岩岩塊は無構造の生物擾乱が顕著な淘汰度不良の極細～中粒砂から構成される. これに対して, 上位および下位の厚～中層理砂岩泥岩互層や薄層理砂岩泥岩互層は, 級化構造を伴う成層構造が明瞭な岩相からなり, 塊状砂岩や塊状シルト岩塊とは岩相が大きく異なる. 小田浦ルートでは塊状シルト岩と上位の薄層理砂岩泥岩互層とは, 軽微な断層で接するが, 明瞭なスランプ層が両者の間に挟んでいる（Fig.6）. 後期三畳紀の二枚貝化石を含む塊状砂岩および塊状シルト岩は産状が十分明らかではないが, 粒度や生物擾乱および含有二枚貝化石の特徴から浅海相が示唆される. 周囲の典型的なタービダイト相とは岩相が明瞭に異なることや, スランプ層を介して接することを加味すると, 石灰岩岩体と同様に時代や堆積環境を異にする異地性岩塊であると判断される.

Fig.10. Jurassic radiolarian species from the Ashikita Group. Each scale bar indicates 100μm. 1: *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani) (Loc. 7; SA060207), 2: *Cinguloturris* cf. *carpatica* Dumitrica (Loc. 6; SA102611), 3: *Cyrtocapsa mastoidea* Yao (Loc. 5; SA060214), 4: *Dictyomitrella* (?) cf. *kamoensis* Mizutani & Kido (Loc. 3; SA060104), 5: *Eucyrtidiellum nodosum* Wakita (Loc. 8; TN8), 6: *Pseudodictyomitra primitiva* Matsuoka & Yao (Loc. 7; SA060206), 7: *Stichocapsa* cf. *convexa* Yao (Loc. 5; TN2), 8: *Stichocapsa japonica* Yao (Loc. 1; SA102506), 9: *Triactoma* cf. *jakobsae* Carter (Loc. 5; SA060214), 10: *Tricolocapsa* cf. *conexa* Matsuoka (Loc. 6; SA102611), 11: *Tricolocapsa plicarum* Yao (Loc. 5; TN2), 12: *Tricolocapsa* cf. *yaoi* Matsuoka (Loc. 7; SA060206), 13: *Unuma latiuscostatus* (Aita) (Loc. 3; SA060104), 14: *Unuma* cf. *typicus* Ichikawa & Yao (Loc. 5; SA060214), 15: *Zartus jurassicus* Pessagno (Loc. 9; SA031613).

地 質 年 代

1. 井手鼻層

井手鼻層は全体的に礫質岩相が卓越し, 細粒相も淘汰不良なため, 放散虫化石が得られなかった. しかしながら, 京泊半島西岸の南端（Fig.3 の Loc. 2）において *Haugia variabilis* (d'Orbigny) に比較される前期ジュラ紀アンモナイト化石を転石より見出した（太田ほか, 2001）. その個体を Fig.9 に示す. その後の調査で, 同地点の露頭を構成するシルト質頁岩層より新たに数個体の *Haugia variabilis* に比較されるアンモナイト化石を得た. ヨーロッパにおいて *H. variabilis* は *Lytoceras jurense* 帯の *H. variabilis* 亜帯

Table 1. List of radiolarian species from the Ashikita Group. For the sample localities, refer to Fig.3.

SAMPLE LOCALITY	1	3	5	6	7	8	9	10
Sample number	SA102506	SA060104	TN2	SA102611	SA060206	SA060201	TN8	SA031613
Radiolarian species								
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (MIZUTANI)								
<i>Archaeodictyomitra</i> sp.	○		○	○			○	○
<i>Cinguloturris carpatica</i> DUMITRICA				cf.				
<i>Cyrtocapsa mastoidea</i> YAO			?	○				
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> MIZUTANI & KIDO		cf.						
<i>Eucyrtidiellum nodosum</i> WAKITA							○	
<i>Eucyrtidiellum unumaense</i> (YAO)	○							
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> (RIEDEL & SANFILIPPO)						○		
<i>Eucyrtidiellum</i> sp.	○			○				
<i>Hsuum maxwelli</i> PESSAGNO					○			
<i>Hsuum</i> sp.		○	○	○		○		
<i>Mirifusus</i> sp.		○						
<i>Pantanelium</i> sp.	○							
<i>Parvingula</i> sp.		○	○					
<i>Praeconocaryomma</i> sp.					○			
<i>Protunuma</i> sp.	○	○		○			○	
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> MATSUOKA & YAO					○	cf.		
<i>Sethocapsa</i> sp.		○	○	○				
<i>Stichocapsa convexa</i> YAO			cf.					
<i>Stichocapsa japonica</i> YAO	○	○		○				
<i>Stichocapsa</i> sp.								○
<i>Triactoma jakobsae</i> CARTER				cf.				
<i>Tricolocapsa conexa</i> MATSUOKA				cf.				
<i>Tricolocapsa plicarum</i> YAO			○	○			cf.	○
<i>Tricolocapsa yaoi</i> MATSUOKA					cf.			
<i>Tricolocapsa</i> sp.	○		○		○			
<i>Tripocyclia</i> sp.			○					
<i>Unuma echinatus</i> ICHIKAWA & YAO			aff.					
<i>Unuma laticostatus</i> (AITA)	○							
<i>Unuma typicus</i> ICHIKAWA & YAO	aff.		cf.					
<i>Unuma</i> sp.	○	○	○					
<i>Xitus</i> sp.					○			
<i>Xiphostylus</i> sp.			○					
<i>Zartus jurassicus</i> PESSAGNO								○

から産し, Toarcian 後期を示す (例えば, Wright, 1878-1886; Arkell, 1956; Gabilly, 1975). 海浦地域からは大型化石が異地性岩塊より多産するものの, *H. cf. variabilis* を産する井手鼻層最上部のシルト質頁岩層は成層状態が良好で, 側方に連続することから異地性岩塊ではないと考えられる。また, シルト質頁岩層は末端相タービダイトの特徴を有し, 周囲のタービダイト相と調和的な堆積環境を示している。

現在のところ, 井手鼻層の年代証拠は上記のアンモナイト化石のみである。下限は不明のままであるが, 一連の上方細粒化層序を示す最上部から *H. cf. variabilis* が産出することから井手鼻層の年代は少なくとも Toarcian 期を含む前期ジュラ紀であると考えられる。

2. 京泊層

京泊層上部に相当する Locs. 1, 3, 5, 8, 9, 10 の6地点で, 酸性凝灰岩直上・直下の黒色頁岩やノジュールから年代決定に有効な放散虫化石が得られた。向斜南翼側の Loc. 5 のサンプル SA060214 からは, *Unuma cf. typicus* Ichikawa & Yao, *Cyrtocapsa mastoidea* Yao, *Triactoma cf. jakobsae* Carter, *Tricolocapsa plicarum* Yao などが得られた。 *T. jakobsae* は, Aalenian ~ Bajocian 後期を示す (Baumgartner et al., 1995)。 *T. plicarum* は, Baumgartner et al. (1995) によれば, Bajocian ~ Oxfordian 前期を, Matsuoka (1995) によれば, Bajocian ~ Callovian 中期を示す。

また, Baumgartner et al. (1995) によれば, *C. mastoidea* は Bajocian 期を, Matsuoka (1995) によれば, Bajocian ~ Bathonian 前期を示す。 *U. typicus* は, Baumgartner et al. (1995) によれば, Bajocian 期を示す。以上から判断して, サンプル SA060214 は, *T. plicarum* 帯を指示し, 年代的には Bajocian 期を示す。ほぼ同一層準から採取した Locs. 1, 3 のサンプル SA102506 および SA060104 も同様に *T. plicarum* 帯を指示する。北翼の京泊層では, 産出種は少ないものの, Loc. 8 のサンプル TN8 から *Tricolocapsa cf. plicarum* Yao, *Eucyrtidiellum nodosum* Wakita が得られた。TN8 では, より産出レンジの短い種は含まれず, その年代は Baumgartner et al. (1995) によれば, Bajocian ~ Oxfordian 前期を示すと考えられる。Loc. 8 の北東延長である Loc. 9 のサンプル SA031613 からは *Zartus jurassicus* Pessagno のみが産出した。 *Z. jurassicus* は, Pessagno and Blome (1980) によれば, Bajocian 中期を示す。

以上に述べたように, 京泊層の上部は Bajocian ~ Bathonian 前期にあたる放散虫化石を産する。また, Toarcian 後期を示す井手鼻層最上部を整合的に覆う層序関係をもつ。よって, 京泊層の年代は Aalenian ~ Bathonian 前期であると考えられる。

3. 坂本層

本調査では, 坂本層上部の黒色頁岩層 (Figs. 3, 8 の Locs. 6, 7) から年代決定に有効な放散虫化石を得た。Loc. 6 のサンプル SA102611 は, 砂岩泥岩互層と黒色頁岩層の境界より 10m 程上位の層準より採取した。Loc. 7 のサンプル SA060207 および SA060201 は, ほぼ同一層準で, Loc. 6 の 13m 上位より, サンプル SA060206 はさらに 9m 上位の層準より採取した。

Loc. 6 のサンプル SA102611 より, *Cinguloturris cf. carpatica* Dumitrica, *Stichocapsa japonica* Yao, *Tricolocapsa cf. conexa* Matsuoka が得られた。Matsuoka (1995) によれば, *T. conexa* は *T. conexa* ~ *S. (?) spiralis* 帯に産出するとされているので, その年代は Bathonian 中期 ~ Oxfordian 期のある時期を示している。

Loc. 7 のサンプル SA060207 からは, *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani), *Hsuum maxwelli* Pessagno などが得られた。 *A. minoensis* は, Baumgartner et al. (1995) によれば, Oxfordian 中期 ~ Tithonian 後期を示し, *H. maxwelli* は, Matsuoka (1995) によれば, Bajocian ~ Kimmeridgian を示す。一方, サンプル SA060207 とほぼ同一層準より採取した SA060201 からは, *Pseudodictyomitra cf. primitiva* Matsuoka & Yao, *Eucyrtidiellum ptyctum* (Riedel & Sanfilippo) などが得られた。Matsuoka (1995) によれば, *P. primitiva* は *P. primitiva* 帯から特徴的に産出するが, その初産出は *H. maxwelli* 帯の上限付近とされ, 産出上限は *P. carpatica* 帯の下限付近とされている。サンプル SA060207 からは *H. maxwelli* の産出が確認できるので, この層準から産出する放散虫化石は *H. maxwelli* 帯の上限付近を指示している可能性がある。 *H. maxwelli* と *P. primitiva* の共存が同一サンプル内で確

Fig.11. (a) Photograph of a macroscopic-scale recumbent fold in the Kyodomari Formation at north of Kodanoura. (b) Mesoscopic-scale upright fold in the Kyodomari Formation at the Kodanoura route. (c) Overturned turbidite sandstones in the Sakamoto Formation at the Kyodomari Headland. (d) Overturned acidic tuff bed in the upper Sakamoto Formation at the Uminoura coast.

認できなかったが、ここではサンプル SA060207 と SA060201 が、*H. maxwelli* 帯を指示し、Kimmeridgian 期を示すとした。

サンプル SA060207 と SA060201 のさらに 9m 上位の層準から採取した SA060206 からは、*Tricolocapsa* cf. *yaoi* Matsuoka, *P. primitiva* Matsuoka & Yao などが得られた。*T. yaoi* は、Baumgartner et al. (1995) によれば、Bathonian 後期～Tithonian 前期を示し、Matsuoka and Yao (1986) によれば、*Cinguloturris carpatica* 帯 (= *Hsuum maxwelli* 帯: Matsuoka, 1995) から産し、Takahashi and Ishii (1995) によれば、*T. yaoi* 帯の示準種とされている。また、前述したように、*P. primitiva* は *P. primitiva* 帯から特徴的に産出するとされている (Matsuoka, 1995)。よって、サンプル SA060206 は、Matsuoka (1995) の *P. primitiva* 帯を指示していると判断した。以上のことから、このサンプルの示す年代は Tithonian 前～中期の範囲にはいると考えられる。

京泊層の上部から *Tricolocapsa plicarum* 帯の放散虫群集が得られているので、坂本層の年代は Bathonian 中期～Tithonian 中期に対応すると考えられる。しかし、本層がジュラ系あるいは白亜系のどの部分を代表するのかについては、従来から問題が提起されている。田村 (1960) は本層が南上位を示すと考え、最末期ジュラ紀の化石を産する黒色頁岩層 (本論の坂本層上部, Fig.8 の Locs. 6, 7) の見かけ上位に位置するスランプ層、礫岩および砂岩泥岩互層を最下部白亜系に対比した (本論の坂本層下～中部, Fig.8)。他方、折

田 (1962) や松本・勘米良 (1964) は、この部分の地層が褶曲構造によってくり返されるジュラ系の基底部分と考えた。田村 (1960) および太田・門司 (1976) は、スランプ層や砂岩泥岩互層から産する二枚貝化石群集を報告し、*Ostera*, *Astarte*, *Nuculana* が種レベルの特徴から最前期白亜紀のものに対比できる可能性を指摘した。ただし、太田・門司 (1976) は、これらの二枚貝化石がジュラ紀もしくは白亜紀のいずれを示すのかを正確に決定することは難しいと述べている。その後、田村・村上 (1987) は、スランプ層から Berriasian ～Hauterivian 前期を示すとされるアンモナイト化石を報告した。しかしながら、これらの地層は北上位を示しており (Figs. 11.c, 11.d)、中期および後期ジュラ紀放散虫化石が産する黒色頁岩に整合的に覆われている (Figs. 7, 8)。つまり、田村・村上 (1987) が最下部白亜系と考えた地層が、中部および上部ジュラ系の間に挟まれていることになる。

スランプ層、礫岩および厚層理砂岩層が最下部白亜系であるとなると、ジュラ紀放散虫化石が得られた黒色頁岩が白亜系に挟まれる異地性岩塊であるか、最下部白亜系がジュラ系の間に断層関係で挟み込まれている可能性がある。また、黒色頁岩から産する中期および後期ジュラ紀放散虫化石が二次化石である可能性も考えられる。しかしながら、黒色頁岩は成層状態が良く保存されており、良好に側方追跡できることから白亜系に挟まれる異地性岩塊である可能性は低いと思われる。また、小田浦ルートでは坂本層が下位の頁岩層 (京泊層) と整合関係にあることが確認できる (Fig.6)。したがっ

Fig. 12. Equal-area projection (lower hemisphere) of poles to bedding planes. ●: Normal beds. □: Overturned beds. +: Unknown. π axis was calculated using the computer program STERONET ver. 4.9.6 made by Allmendinger, R. W.

て、上記黒色頁岩層が異地性岩塊として、あるいは白亜系が断層によってジュラ系に挟み込まれている可能性は低い。以上のような野外事実から、田村・村上 (1987) が記載したアンモナイト化石年代の信憑性が問題となる。田村・村上 (1987) は、これらのアンモナイト化石が全般的に保存不良で、確実な同定が困難であると述べた上で、Berriasian ~ Hauterivian 前期を示唆する可能性を指摘した。しかし、平野 (2001, 私信) のアンモナイト化石の再吟味結果によると、少なくとも、中期ジュラ紀から最前期白亜紀を示す可能性があるという。これらのアンモナイト化石の年代については、この平野の見解が妥当な結論であると考えられる。

京泊層の最上部から *Tricolocapsa plicarum* 帯を示す放散虫群集が得られ、坂本層の最上部からは、*Pseudodictyomitra primitiva* 帯を示す放散虫化石が産出するので、本論文では坂本層の年代は Bathonian ~ Tithonian 期にあたと結論した。

地 質 構 造

前述したように、本地域の地質構造に関しては、向斜構造 (折田, 1962; 松本・勘米良, 1964; 太田・門司, 1976) もしくは、南に傾斜した同斜構造 (Tamura, 1959a; 田村 1960; 田村・村上, 1987) と考える 2 つの見解が存在する。海浦地域の碎屑岩層は、主に重力流堆積物から構成されており、級化構造やソールマークなどによって、個々の露頭で地層の上下を判定することができる。詳細な上下判定の結果、碎屑岩層が波長数 100m のマクロスコピックな褶曲群をなしていることを明らかにした (Fig. 11.a)。このことより、折田 (1962) などが記述している向斜構造を確認することができた (Fig. 3)。ただし、折田 (1962)、松本・勘米良 (1964) および太田・門司 (1976) と本研究では向斜軸の推定位置が異な

っている。折田 (1962) や太田・門司 (1976) は、地層の逆転構造を考慮して向斜軸を本論の京泊層もしくは、坂本層下部が分布する位置に推定した (Fig. 7 の Loc. 5 から Loc. 6 付近)。折田 (1962) などが南上位と考えた坂本層上部の黒色頁岩層 (Fig. 7 の Locs. 6, 7) は級化した凝灰岩薄層が挟在し、北上位の逆転層をなしていることが明らかになった (Fig. 11.d)。よって、向斜構造の軸は従来考えられていたよりさらに北方の位置に推定される。この地点より南側では、ほとんどすべての地層が北上位を示す逆転層から構成されている。これに対して、北側は基本的には南上位であるものの、波長 100 ~ 200m の褶曲とこれに伴う断層の発達により、正常層と逆転層がくり返している (Fig. 7)。これらのマクロスコピックな褶曲群は軸跡が北東-南西方向で、傾斜ないし転倒褶曲の形状をなす (Fig. 12)。一般に両翼が比較的閉じた等斜褶曲に近い形態であるため、南に傾斜する同斜構造に見誤りかねないが、地層の上位方向の系統的な変化から褶曲軸を推定できる (Fig. 7)。

本調査で得られた化石データは、上記の逆転層や褶曲構造と調和している。向斜の南翼では、Fig. 3 の Loc. 2, Locs. 1, 3, 5, 10 および Locs. 6, 7 から、それぞれ前期ジュラ紀、中期ジュラ紀、後期ジュラ紀の化石が産する。地層は全体として南傾斜しているものの、北に向かって地質年代が若くなっており、逆転層をなすとした野外調査結果と一致する。また、Locs. 1, 3, 5, 10 および Locs. 8, 9 から同一年代を示す放散虫化石が産し、向斜軸を挟んで両翼側に同一層準が対称的に分布していることが裏付けられた。

上記のマクロスコピックな褶曲のほかに、露頭スケールのメソスコピックなフレクシュラリスリップ褶曲群も認められる (Fig. 11.b)。メソスコピックな褶曲群は非対称な形態をもち、N20 ~ 45° E 方向の軸跡をもつ。これはマクロスコピックな褶曲群の軸跡と方向性が一致することから、メソスコピックな褶曲群はマクロスコピックな褶曲群の引きずり褶曲であると考えられる。

議 論

1. 従来の層序区分との対応関係

これまでに海浦地域の碎屑岩層に対して、小崎層、田浦層、坂本層、海浦層、坂本層群という層序单元名が広く使われてきた。しかしながら、その分布や岩相のとりえ方は研究者によって異なり、明確な定義付けが困難な状況にあった。さらに、地質構造、層序関係ならびに化石年代に関する新知見が蓄積されるに伴い、岩相層序单元の再定義が必要となってきた。

海浦地域に分布するジュラ系の基底部分は、これまで坂本村を模式地とするベルム系小崎層に対比されてきた (Fig. 8)。本論では、地理的に近接した異なる岩相層序单元に同一名称を使用すべきではないと言う立場から、従来、小崎層とされていた地層に対し、新たに井手鼻層という名称を与えた。また、従来の田浦層および海浦層ととされてきた地層は、それぞれ四国の川内ヶ谷層群および領石層群に年代対比可能な地層であるとみなされてきた (田村, 1960)。しかし、田浦層お

Fig.13. Occurrence of multistory channels and associated levee deposits in the Idenohana Formation. See Fig. 5 for the locality. A: Plane-view sketch of the outcrop. Solid lines with numbers indicate measured logs. Note some erosional surfaces at the base of the channels. B: Reconstruction of the channel-levee complex with measured logs. Numbers of each log correspond to those in figure A.

よび海浦層は、岩相および層序学的位置が向斜構造の北翼側に対称分布する坂本層と一致しているので、層序単元の単一性を図るために同一名が適用されるべきである。よって、鳥

巢式石灰岩を含み、坂本地域の坂本層に岩相的に対比可能な地層に対して坂本層という名称を踏襲し、また、坂本層の下位を占める地層については京泊層という新称を与えた。田浦

層および海浦層は、本調査地域を模式地とする地層に対して定義された名称ではあるものの、坂本帯全体に拡張して考えた場合、坂本層という名称を残す方がより有用であると判断した。

井手鼻層、京泊層および坂本層は、それぞれ上方細粒化サイクルをなして岩相上整合一連の層序を示す。前述したように、各層の年代はそれぞれ、Toarcian 期を含む前期ジュラ紀、Aalenian ~ Bathonian 前期、Bathonian ~ Tithonian 期にあたると考えられる。3 層の岩相、堆積相および年代データは一連の堆積過程を示すと考えられることから、層群の階層に統合することが合理的と判断し、井手鼻層、京泊層および坂本層を一括する岩相層序単位として葦北層群 (Ashikita Group) の名称を提案する。田村 (1960) は、本地域の上部中生界に坂本層群という名称を提案したが、階層の異なる層序単位に対して同一名称を使用することをさけるために、本論では葦北層群に変更する。葦北層群は熊本県葦北郡田浦町海浦地域の破木構造帯と深水構造帯にはさまれた坂本帯に分布する。葦北層群の年代の下限は不明ながら、少なくとも Toarcian 期を含む前期ジュラ紀から Tithonian 期におよぶことが確実である。時代決定に有効な化石の産出は、今のところ細粒堆積物に限られており、まだ十分といえない。今後、化石データの蓄積がさらに必要である。

2. “海浦不整合”について

折田 (1962) や松本・勘米良 (1964) は、本調査地域において中部ペルム系と上部三疊系、上部三疊系と上部ジュラ系を分ける 2 つの傾斜不整合を報告した。前者は、本論の井手鼻層中部と上部、後者は京泊層と坂本層の境界にそれぞれ対応する。とくに、中部ペルム系と上部三疊系との不整合境界は“海浦不整合”と呼ばれている (勘米良, 1961; 折田, 1962; 松本・勘米良, 1964)。しかしながら、田村・村上 (1988) は基底礫岩とみなされていた礫岩の露頭を詳しく観察し、不整合の根拠となる基底礫岩とされたものは、パッチ状の泥岩を含む礫岩であり、それをもって不整合を認定することはできないと結論した。

本調査では、“海浦不整合”が報告された京泊半島西岸の最南部 (Fig.13) において堆積相を詳しく観察した結果、土石流に由来するチャネル充填堆積物と、チャネルを溢流した乱泥流に由来するレビー堆積物を認定した (太田・坂井, 1999)。チャネル相の基底浸食面の直下・直上はいずれもタービダイト相の深海成層からなり、陸化や浅海化を示す堆積相は見られない。よって、この浸食面は、離水や陸上剝削を意味するものではない。このような特徴により、基底礫岩とされた礫岩の基底は不整合面ではなく、局所的なチャネルによる浸食面であると判断できる。京泊層と坂本層の関係も同様に、離水を意味しない海底浸食面であると考えられる。

一方、田村 (1960) が述べた層序境界部分に発達する北東-南西走向の高角度断層は、井手鼻、京泊半島付近で観察される。しかし、小田浦ルートでは京泊層と坂本層が低角度の整合面で重なる関係が確認された (Fig.6)。この層序境界は、田村 (1960) の三疊系田浦層と白亜系海浦層の境界に対応する。今回得られた化石年代も京泊層および坂本層からそ

れぞれ中期ジュラ紀の中期、後期ジュラ紀の放散虫化石が産出し、両者が年代的に連続していることを示している。このことから、高角度断層系は、大きな層序欠損を伴う断層ではないと考えられる。

3. ペルム・三疊紀化石の産状について

従来、井手鼻層 (従来の小崎層) と向斜構造南翼側の京泊層 (従来の田浦層) の年代は、それぞれ中~後期ペルム紀紡錘虫化石と後期三疊紀二枚貝化石によって決められていた。勘米良 (1961) は、井手鼻層 (小崎層) のレンズ状石灰岩から *Cancellina* cf. *neoschwagerinoides* Deprat, *Parafusulina yabei* Hanzawa, *Yangchienia iniqua* Lee, *Schubertella* sp. などの中期ペルム紀紡錘虫化石を報告した。この石灰岩は礫岩中の同時浸食性石灰質堆積物で、基本的には現地性のリップアップクラストと考えられていた (勘米良, 1961)。しかしながら、井手鼻層の岩相は深海域での堆積作用を示し、フズリナ化石を含む浅海性石灰岩が現地性とは考えられない。また、田村・村上 (1988) は、同様に井手鼻層 (小崎層) から後期ペルム紀の *Lepidolina multiseptata multiseptata* Deprat を報告して、中期と後期ペルム紀の化石が混在していることを明らかにし、化石を産する岩相に問題があることを指摘した。

京泊層分布域からは、*Frenguelliella* (*Kumatrighonia*) *tanourensis* Tamura, *Halobia* aff. *molukkana* Wanner, *Pleuromya forbergi* (Böhm), *Tosapecten suzukii* (Kobayashi) など、多くの三疊紀 Carnian 期の軟体動物化石が報告されている (Tamura, 1959a; 田村, 1960; 折田, 1962)。前述したように、これらは、レンズ状の砂岩やシルト岩から多産し、周囲のタービダイト相とスランプ層を介して接することから、ペルム紀フズリナと同様、チャネル充填堆積物やスランプ性砂岩岩塊から産する二次化石であると考えられる。事実、折田 (1962) の三疊紀二枚貝化石産地 (Loc. 4, Figs. 3, 5, 8) において、田村・村上 (1987) は鳥巢二枚貝動物化石群 (後期ジュラ紀から最前期白亜紀) を報告している。この他の三疊紀化石産地に関しては、それらが二次化石であると断定するに十分な直接的証拠はない。しかし、三疊紀化石と共に、産出状況が不明であるが、前期ジュラ紀トリゴニアである *Geratrighonia lata* Kobayashi ?, *G. hosourensis* (Yokoyama) ? が同時に産出することが報告されている (田村ほか, 1958)。また、Tamura (1959a) は、*Frenguelliella* 属の新亜属 *Kumatrighonia* を三疊紀産のものとして初めて記載した。しかし、この属の生存期間が前期ジュラ紀を最古とすると考えられていたこと (例えば、Cox, 1952) は注目に値する。

ペルム・三疊紀化石を産出する堆積相の特徴を吟味した結果、チャネル充填堆積物の密度流堆積物あるいは移動岩塊に含まれる二次化石であることがわかった。一方、細粒堆積物からは、二枚貝・腕足類化石 (Tamura, 1959b の Loc. 12) や、今回報告したアンモナイト化石 (*Haugia* 属) などジュラ紀化石のみが産する。これらの細粒堆積物は、成層状態の良いラミナを伴うことから判断して、懸濁雲 (suspension cloud) からの半遠洋性堆積物、あるいは希薄な密度流から

の末端相タービダイト堆積物であると考えられる。これらの化石を産出する堆積相を通覧すると、一定の傾向が認められる。すなわち、チャネル充填堆積物やスランプ性砂岩岩塊からは、中期ペルム紀、後期ペルム紀、中期三畳紀、後期三畳紀、ジュラ紀の化石が産出する。一方、半遠洋性堆積物から産する化石はジュラ紀のものに限られる。半遠洋性堆積物には、チャネル充填堆積物と比べて時代が大きく異なる二次化石が混入する可能性は低いと考えられ、現在のところ混在化の証拠がない。よって、本研究では現地性と判断されるジュラ紀の化石にもとづいて葦北層群の堆積年代を推定した。しかしながら、鳥巢式石灰岩などの明らかな異地性岩塊からもジュラ紀化石が報告されており (Tamura, 1959b の Loc. 3, 8), また、二枚貝・腕足類化石が半遠洋性堆積物から産出する状況を考えるとジュラ紀の化石もその一部は二次化石である可能性が考えられる。二次化石問題の解決は、今後の大きな課題である。

4. 葦北層群の地質学的意義

葦北層群下部の井手鼻層は、黒瀬川構造帯の整然とした砕屑岩層の中で最も古い地層の1つであるペルム系小崎層と考えられていたものである。その年代論と層序は黒瀬川構造帯の砕屑岩層がいつ頃堆積を開始したのか、といった重要な問題につながる。近年、石灰岩中のフズリナ化石以外にも放散虫化石による層序の吟味が進められている。小崎層の模式地である坂本地域の小崎谷周辺では、放散虫化石の検討より、小崎層の年代が前期から後期ペルム紀までおよぶことが明らかになった (有田ほか, 2001)。さらに、坂本村の小崎層は、蛇紋岩と不整合関係にあることが報告され (有田ほか, 2001)、蛇紋岩の固体貫入時期に関する新たなデータが提供された。蛇紋岩類の地表露出の証拠となる蛇紋岩砂岩・礫岩やクロムスピネルは、主に白亜系から産出することが知られていた (宮本, 1980; 土谷, 1982; 久田・荒井, 1986; Hisada et al., 1999; 宮本ほか, 2000a)。このことから黒瀬川構造帯の蛇紋岩類が地表にもたらされた年代は白亜紀と考えられるが、小崎層の不整合関係を考慮するとペルム紀までさかのぼる可能性も出てきた。つまり、秩父累帯が形成される以前から蛇紋岩帯が存在していたことになり、黒瀬川構造帯の地体造構論に関して重要な問題を提示している。しかし、新しく認定された井手鼻層の存在は、ペルム系小崎層とされていたものの少なくとも一部がジュラ系に帰属することを意味する。また、九州の黒瀬川構造帯においては、蛇紋岩礫岩やクロムスピネルが下部白亜系川口層から特徴的に産することが知られている (宮本, 1980; 宮本ほか, 2000a)。今後は、岩相上極めて類似するこれらの礫岩層のどの部分までがペルム系小崎層に属するのか、詳しい分布および年代論の再検討が必要である。

西九州黒瀬川構造帯では下部および中部ジュラ系が欠如するか、分布が極めて限られていると考えられてきた (松本・勘米良, 1964)。しかし最近では、坂本地域の坂本層から中期～後期ジュラ紀の放散虫化石が見出されている (松山ほか, 1998; 西園, 2001)。また、坂本帯の北側に位置する日奈久帯美生^{びしょう}地域でもジュラ系が広く分布することが、放散虫やアンモナイト化石によって、近年、確かめられてきた (Hirano

and Sano, 1977; 佐野, 1977; 横田・佐野, 1984; Miyamoto and Kuwazuru, 1993, 1994; 中村ほか, 1998; 永井・佐野, 1999; 宮本ほか, 2001)。日奈久帯全体としては、前期ジュラ紀のある時期から Tithonian 期までの整合一連なジュラ系河俣層群が存在することが明らかとなった (中村ほか, 1998; 宮本ほか, 2001)。葦北層群は堆積年代が日奈久帯の河俣層群と一致していることから、これに対比可能である。海浦、坂本および美生地域の層序および化石年代の検討により、下～上部ジュラ系の存在が明らかにされつつある。今後これらのジュラ系砕屑岩層の分布様式や層序を解明することは、黒瀬川構造帯における堆積作用を明らかにし、地史を組み立てる上で重要である。

ま と め

(1) 熊本県葦北郡海浦地域の岩相、層序、地質構造、堆積年代に関する新発見から、井手鼻層および京泊層を新たに定義するとともに、坂本層を再定義した。これらの累層の岩相、堆積環境、分布が一連であることを重視して、1つの層群の階層に統合して、葦北層群を提案した。

(2) 8地点の細粒堆積岩から年代決定に有効な化石を得た。これらは、Toarcian 後期を示すアンモナイト化石 *Haugia* cf. *variabilis* および、Bajocian～Bathonian 前期を示す *Tricolocapsa plicarum* 帯から Tithonian 前～中期を示す *Pseudodictyomitra primitiva* 帯の放散虫化石である。これらの産出化石にもとづくと、井手鼻層、京泊層、坂本層の年代は、それぞれ、Toarcian 期を含む前期ジュラ紀、Aalenian～Bathonian 前期、Bathonian～Tithonian 期であると考えられる。

(3) 海浦地域では、波長数 100m で北フェルゲンツの傾斜・転倒褶曲群が発達する。また、このマクロスコピックな褶曲に伴う引きずり褶曲が露頭スケールの非対称褶曲群として発達している。このため、正常層と逆転層がくり返す非常に複雑な地質構造を有している。

(4) 葦北層群から産する中～後期ペルム紀紡錘虫化石は、チャネル充填堆積物から混在化して産する。また、後期三畳紀軟体動物化石は、チャネル充填堆積物やスランプ層から産し、その一部はジュラ紀二枚貝化石などと混在している。以上の野外証拠から、ペルム紀および三畳紀の化石は二次化石であり、葦北層群の堆積年代や環境の指標とはなりえないことがわかった。一方、半遠洋性堆積物からはジュラ紀を示す化石のみが産し、現在のところ、さらに若い年代を示す化石との混在化の証拠がない。よって、本研究では現地性と判断される化石にもとづいて葦北層群の堆積年代を推定した。

謝 辞

本研究を行うにあたり、早稲田大学の坂 幸恭教授にはひとかたならぬ御指導をいただくとともに、粗稿を校閲していただいた。早稲田大学の平野弘道教授、和仁良二博士、高橋昭紀氏には、調査地域から産するアンモナイト化石の鑑定をしていただき、年代論に関して有益な御意見をいただいた。また粗稿を校閲していただいた、岐阜大学の小嶋 智教授、

東京学芸大学の高橋 修博士には放散虫化石の鑑定をしていただき、その年代論に関して御助言をいただいた。九州のテクトニクスワーキンググループの皆様には、野外巡検や討論会を通して周辺地域の地質に関して貴重な議論をしていただいた。また、編集幹事の新潟大学の松岡 篤教授、査読者の熊本大学の田中 均助教授、産業技術総合研究所の堀 常東博士には、多くの御助言をいただいた。以上の方々に深く感謝の意を表します。

文 献

- Aitchison, J. C., Hada, S. and Yoshikura, S., 1991, Kurosegawa terrane: disrupted remnants of low latitude Paleozoic terrane accreted to SW Japan. *Jour. Southeast. Asian Earth Sci.*, **6**, 83-92.
- 有田啓二・竹村静夫・竹村厚司・西村年晴, 2001, 熊本県八代地域黒瀬川帯小崎層から産出したペルム紀放散虫化石. 地質雑, **107**, 749-754.
- Arkell, W. J., 1956, *Jurassic Geology of the World*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 806p.
- Baumgartner, P. O., O'Dogherty, L., Gorican, S., Dumitrica-Jud, R., Dumitrica, P., Pillevuit, A., Urquhart, E., Matsuoka, A., Danelian, T., Bartolini, A., Carter, E. S., De Wever, P., Kito, N., Marcucci, M. and Steiger, T., 1995, Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to Early Cretaceous Tethyan genera and species. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, no. 23, 37-685.
- Cox, L. R., 1952, Notes on the Trigonidae with outline of a classification of the family. *Proc. Malacol. Soc. London*, **29**, 45-70.
- Gabilly, J., 1975, Évolution et systématique des Phymatoceratinae et des Grammoceratinae (Hildocerataceae Ammonitina) de la région de Thouars, Stratotype du Toarcien. *Mém. Soc. Géol. France*, **124**, 1-193.
- Hada, S., Sato, E., Takeshima, H. and Kawakami, A., 1992, Age of the covering strata in the Kurosegawa Terrane: dismembered continental fragment in southwest Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **96**, 59-69.
- Hirano, H. and Sano, H., 1977, Middle Jurassic ammonites from Bisho, Kumamoto Prefecture, Kyushu. *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Japan*, N.S., no. 106, 100-105.
- 久田健一郎・荒井章司, 1986, 関東山地の蛇紋岩および白亜系含蛇紋岩礫岩の産状. 地質雑, **92**, 391-394.
- Hisada, K., Arai, S. and Lee, Y. I., 1999, Tectonic implication of Lower Cretaceous chromian spinel-bearing sandstone in Japan and Korea. *Island Arc*, **8**, 336-348.
- Ichikawa, K., 1990, Pre-Cretaceous Terranes of Japan. In Ichikawa, K., Mizutani, S., Hara, I., Hada, S. and Yao, A. eds., *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*, Publ. IGCP Project, 224, 1-12.
- 磯崎行雄・板谷徹丸, 1991, 四国中西部秩父帯北帯の先ジュラ系クリッペー黒瀬川内帯起源説の提唱一. 地質雑, **97**, 431-450.
- 勘米良亀齡, 1961, 中部ペルム系小崎層. 九州大学理学部研究報告 (地質), **5**, 196-214.
- 勘米良亀齡, 1977, 球磨山地の上部三疊系田浦石灰岩の岩相と生相. 九州大学理学部研究報告 (地質), **12**, 147-156.
- 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): 日本の地質 (岩波講座地球科学 15), 325-350.
- 小林文夫, 2002, 田浦層の三疊紀中世有孔虫化石. 日本古生物学会 2002 年年会予稿集, 52.
- Maruyama, S., 1981, The Kurosegawa melange zone in the Ino district to the north of Kochi City, central Shikoku. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **87**, 569-583.
- Maruyama, S., Banno, S., Matsuda, T. and Nakajima, T., 1984, Kurosegawa zone and its bearing on the development of the Japanese Islands. *Tectonophysics*, **110**, 47-60.
- 松本達郎・勘米良亀齡, 1964, 五万分の一地質図幅「日奈久」および同説明書. 地質調査所, 147p.
- Matsuoka, A., 1995, Jurassic and Lower Cretaceous radiolarian zonation in Japan and in the western Pacific. *Island Arc*, **4**, 140-153.
- Matsuoka, A. and Yao, A., 1986, A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. *Marine Micropaleontol.*, **11**, 91-106.
- 松山明代・村田正文・豊原富士夫, 1998, 球磨川中流域・ジュラ系坂本層の放散虫化石層序. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, 40.
- 宮本隆実, 1980, 西南日本外帯の秩父帯白亜系の層序学的・堆積学的研究. 広島大学地学研究報告, **23**, 1-142.
- 宮本隆実・安藤秀一・田中 均・高橋 努, 2000a, 西九州, 黒瀬川地帯の下部白亜系砂岩の組成. 地質学論集, no. 57, 211-222.
- 宮本隆実・原 郁夫・山根 誠, 2000b, 黒瀬川-古領家-南部北上陸塊の構造的枠組みの復元. 地質学論集, no. 56, 13-22.
- Miyamoto, T. and Kuwazuru, J., 1993, Detrital garnets in Permian to Cretaceous sandstones of the Kurosegawa Terrane and its geological significance. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **9**, 721-733.
- Miyamoto, T. and Kuwazuru, J., 1994, Chemical composition of detrital garnets in Permian to Jurassic sandstones of the Kurosegawa Terrane in the Kayaba - Nishinoiwa area, western Kyushu, Japan. *Jour. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C*, **10**, 181-192.
- 宮本隆実・中村佐代子・桑水流淳二, 2001, 西九州, 日奈久帯美生地域のジュラ系河俣層群 (新称) の放散虫化石層序. 大阪微化石研究会誌, 特別号, No. 12, 227-251.
- 永井勝也・佐野弘好, 1999, 熊本県八代市東方, 上部ペルム系球磨層の年代の再検討. 日本地質学会西日本支部報, no. 114, 11-12.
- 中村佐代子・桑水流淳二・宮本隆実, 1998, 西九州, 東陽村美生付近に分布する日奈久帯ジュラ系 - とくに放散虫化石層序について. 九州のテクトニクスワーキンググループ研究連絡誌, no. 3, 47-69.
- 西園幸久, 2001, 九州黒瀬川地帯の坂本層から産出したジュラ紀放散虫化石. 大阪微化石研究会誌, 特別号, No. 12, 203-214.
- 太田喜久・門司直昭, 1976, 海浦層 (下部白亜系) について. 福岡教育大学紀要, **26**, 117-136.
- 太田 亨・坂井 卓, 1999, 田浦地域の豊西-川口岩石区の層序, 堆積相と砂岩組成の吟味. 日本地質学会西日本支部報, no. 115, 25.
- 太田 亨・和仁良二・平野弘道・坂井 卓, 2001, 九州黒瀬川構造帯田浦地域の小崎層から前期ジュラ紀アンモナイトの産出. 日本地質学会第 108 年学術大会講演要旨, 229.
- 折田行亘, 1962, 熊本県田浦地域の上部三疊系. 九州大学理学部研究報告 (地質), **6**, 1-13.
- 小山内康人・濱本拓志・加々美寛雄・大和田正明・堂山大助・安東努, 2000, 九州黒瀬川帯に産するザクロ石-単斜輝石グラニュライトおよびザクロ石角閃岩の原岩と同位体年代. 地質学論集, no. 56, 199-212.
- Pessagno, E. A. Jr. and Blome, C. D., 1980, Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon and British Columbia. *Micropaleontology*, **26**, 225-273.
- Saka, Y. and Katoh, K., 2000, Late Mesozoic development of Japanese Islands as accretionary terranes. Second International Symposium of IGCP434, Abst., 10-11.
- Sakai, T. and Okada, H., 1997, Sedimentation and tectonics of the Cretaceous sedimentary basins of the Axial and Kurosegawa Tectonic Zones in Kyushu, SW Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, no. 48, 7-28.
- 佐野弘好, 1977, 球磨山地における中部ジュラ系の層序. 地質雑, **83**, 135-137.
- 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979, K-Ar 年代測定結果 -1. 地調月報, **30**, 675-686.
- Taira, A. and Tashiro, M., 1987, Late Paleozoic and Mesozoic accretion tectonics in Japan and eastern Asia. In Taira, A. and Tashiro, M., eds., *Historical biogeography and plate tectonic evolution of Japan and eastern Asia*, TERRAPUB, Tokyo, 1-43.
- Takahashi, O. and Ishii, A., 1995, Radiolarian assemblage-zones in the Jurassic and Cretaceous sequence in the Kanto Mountains, central Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., Ser. D, Earth and Planetary Sci.*, **24**, 49-85.
- Tamura, M., 1959a, On Kumatrionia, a new subgenus of Frenguelliella, and a Tosapsect from the Carnic Tanoura Formation in Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ.*, **7**, 212-224.
- Tamura, M., 1959b, Trigonidae, Ostreidae, Bakevelliidae, Pteridae, Cardidae and Astartidae from the Upper Jurassic Sakamoto Formation in central Kyushu, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., no. 33, 23-32.

- 田村 実, 1960, 坂本層群—九州—の層位学的研究. 地質雑, **66**, 371-388.
- 田村 実・勘米良亀齡・赤津 健・山下明夫, 1958, 球磨・八代山地の中生界に関する二・三の新知見. 地質雑, **64**, 370.
- Tamura, M. and Murakami, K., 1986, Upper Jurassic Kurosaki Formation discovered at Kurosaki, Tanoura Town, Kumamoto Prefecture, Japan. *Mem. Fac. Educ. Kumamoto Univ. Nat. Sci.*, no. 35, 47-55.
- 田村 実・村上浩二, 1987, 海浦西方の海浦層 (白亜紀最前期). 熊本大学教育学部紀要, 自然科学, no. 36, 19-27.
- 田村 実・村上浩二, 1988, 三疊紀田浦層基底の傾斜不整合について. 熊本大学教育学部紀要, 自然科学, no. 37, 11-17.
- 土谷信之, 1982, 高知市北方黒瀬川構造帯付近における白亜紀の蛇紋岩源砂礫岩. 地調月報, **33**, 381-387.
- Wright, T., 1878-1886, Monograph on the Lias ammonites of the British Islands. *Palaeontogr. Soc.*, 1-503.
- 山北 聡・大藤 茂, 2000, 白亜紀左横すべり断層系としての中央構造線—黒瀬川断層系による日本列島先白亜紀地質体の再配列過程の復元. 地質学論集, no. 56, 23-38.
- 横田 諭・坂井 卓, 1989, 九州中軸帯, 上部ジュラ系, 下部白亜系の層序の再検討. 日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨, 291.
- 横田 諭・佐野弘好, 1984, 球磨川下流日奈久帯東部ジュラ・白亜系の放散虫化石層序. 日本地質学会第 91 年学術大会講演要旨, 116.

(要 旨)

太田 亨・坂井 卓, 2003, 西九州海浦地域の黒瀬川構造帯中・古生界層序の改訂とジュラ系葦北層群 (新称) の層序. 地質雑, **109**, 671-688 (Ohta, T. and Sakai, T., 2003, Revised stratigraphy of the Paleozoic and Mesozoic successions and proposal of the Jurassic Ashikita Group in the Uminoura area of the Kurosegawa Tectonic Belt, western Kyushu, SW Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **109**, 671-688)

西九州海浦地域の黒瀬川構造帯に分布する碎屑岩層の層序, 地質構造, 地質年代に関する新知見から, 井手鼻層 (新称), 京泊層 (新称), 坂本層 (再定義) の 3 累層からなるジュラ系葦北層群を提案する. 井手鼻層からは, Toarcian 後期を示すアンモナイト化石 *Haugia cf. variabilis* を見出した. 京泊層, 坂本層からは, Bajocian ~ Bathonian 前期を示す *Tricolocapsa plicarum* 帯から Tithonian 前~中期を示す *Pseudodictyomitra primitiva* 帯を指示する放散虫化石を見出した. 葦北層群は, 転倒褶曲群やそれに伴う引きずり褶曲群の発達によって, 正常層と逆転層がくり返す複雑な地質構造をなしている. 従来これらの碎屑岩層の年代の根拠となっていたペルム紀紡錘虫化石や三疊紀軟体動物化石は, その産状が確認されるものについては二次化石であることが判明した.