徳島県勝浦川盆地の下部白亜系の層序と堆積環境

—特に秩父帯の南北 2 帯の白亜系を比較して— *

松川 正樹**・江藤 史哉***

Stratigraphy and sedimentary environment of the Lower Cretaceous system
in the Katsuuragawa Basin, Southwest Japan

—Comparison of the two Cretaceous subbelts in the Chichibu Belt— *

Masaki MATSUKAWA** and Fumiya ETO***

Abstract Litho- and bio-stratigraphy of the Lower Cretaceous system in the Katsuuragawa Basin is described, and its depositional environment is interpreted on the basis of vertical and lateral changes of litho- and bio-facies of the sequence.

The Lower Cretaceous deposits are distributed in the northern and southern subbelts of the Chichibu Belt. They are separated by the pre-Cretaceous formations between them. The strata in the northern and southern subbelts differ in litho- and bio-facies. The strata of the northern subbelt can be divided into four formations, the Tatsukawa, Hanoura, Hoji and Fujikawa Formations and those in the southern subbelt into three, namely the Shobu, Mamidani and Nakaizu Formations in ascending order.

Two Cretaceous sequences of the northern and southern subbelts are correlated with the lower Barremian to the upper Albian, and with the Barremian to the Aptian respectively, but the bottom of these sequences may correspond to the upper Hauterivian.

The Cretaceous deposits of the two subbelts show major sedimentary cycles. They attain more than several hundred meters in thickness and are characterized by fining-upward sequence as well as lithologic changes. The northern subbelt has two cycles which are interpreted as transgressive facies; the first spanning the Tatsukawa and Hanoura Formations represents a deltaic to embayment deposits, and the second consisting of the Hoji and the Fujikawa Formations comprises a beach-shoreface to open shelf deposits. On the other hand, the strata in the southern subbelt indicate one sedimentary cycle comprising the Shobu and Mamidani Formations. The sequence is interpreted as transgressive facies changing rapidly from littoral to bathyal deposits. The succeeding Nakaizu Formation consisting mainly of sandstone may be a part of the second cycle.

The two Cretaceous deposits of the northern and southern subbelts are interpreted to have deposited in environment ranging from littoral to bathyal conditions, because the difference of litho- and bio-facies of the two units can be explained by that of the sedimentary environment. On the basis of the present geographical relationship between the two subbelts, the Cretaceous of the northern subbelt is of shallow shelf origin, while that of the southern subbelt represents shallow shelf to bathyal origin.

1987 年 1 月 21 日受付, 1987 年 5 月 22 日受理.

* 日本地質学会第 92 年学術大会で一部講演.

** 愛媛大学理学部地球科学教室. Department of Earth Sciences, Faculty of Science, Ehime University, Matsuyama, 790 Japan.

*** 応用地質株式会社中部支社. Oyo Corporation, Chuubu Branch Office, Nagoya, 463 Japan.

Fig. 1. Map showing the areal division of the Lower Cretaceous in the Katsuuragawa Basin.

はじめに

関東山地から九州にいたる秩父帯には、先白亜系と白亜系が分布する。白亜系は、先白亜系に挟まれて東西方向に分布する1帯～3帯の浅海陸棚相を含む。四国の秩父帯では、この浅海相が黒瀬川構造帯の地域に分布する。徳島市の南西約20kmの勝浦川盆地は黒瀬川構造帯に位置し、この浅海相の白亜系が露出する。とくに、勝浦川盆地の西側には下部白亜系が南北の2帯に離れて分布する(Fig. 1)。しかし、化石が多産する北帯の研究に比べて、南帯の化石は必ずしも豊富ではなく研究も少ない。北帯に関するものは、YEHARA(1924)、江原(1925)、YABE(1927)、SHIMIZU(1931)、松沢(1931)、塚野(1931)、平山ほか(1956)、沼野・中野(1965)、中居(1968)、NAKAI(1971)、小川(1971)などで、大局的にみれば層序と時代の解釈については、ほぼ意見が一致している(Table 1)。一方、南帯に関するものはKOBAYASHI & IWAYA(1941)、平山ほか(1956)、小川(1971)、田代・松田(1985)、田代・川路(1985)があり、層序区分については、意見が一致していない。すなわち、一つの層序単位で表す解釈(KOBAYASHI & IWAYA, 1941; 小川, 1971)といくつかの層序単位に区分する解釈(平山ほか, 1956;

田代・松田, 1985; 田代・川路, 1985)がある。南北の2帯を一緒に扱ったわずかの研究の中で、小川(1971)は南帯の下部白亜系が北帯のその下位に位置するとし、平山ほか(1956)と田代・松田(1985)は南帯の下部白亜系が北帯のそれと同時代であると解釈し、層序に関して意見が分かれていた。とくに、田代・松田(1985)では、両者には岩相と生物相に相違点があり、堆積サイクルに時代的なずれがあると結論した。そして、それらの相違は、北帯と南帯の白亜系が元来別々の地域で堆積し、その後の巨大な横ずれ運動により移動したことによるもので、現在の位置関係はその結果であると解釈した(田代, 1985, 1986)。もし、それが正しいとすれば、勝浦川盆地の白亜系は、西南日本地質区の秩父帯にある浅海陸棚相の白亜系の発達過程と古地理を考察するうえで重要である。また、岩相と生物相を異にする南北2帯の白亜系が近接地域に存在するので、西南日本地質区にある白亜系の浅海陸棚相の南北方向の古環境の変化様式を考察する上での好材料でもある。これは、南北2帯の分布が不明瞭な関東山地の山中白亜系で推定された浅海陸棚相の東西方向の変化様式(MATSUKAWA, 1983)に加えて、この時代の秩父帯堆積区における浅海陸棚相の古環境を考察するてがかりとなる。さらに、山中白亜系

Table 1. Summary of the comparison among the stratigraphic divisions on the Katsuragawa Basin (N : Northern subbelt, S : Southern subbelt) by different authors.

YEHARA (1924,25)	YABE (1927)	HIRAYAMA et al. (1956)		NAKAI (1968)	OGAWA (1971)		TASHIRO-MATSUDA (1985)		MATSUKAWA-ETO (This paper)		AGE
N	N	N	S	N	N	S	N	S	N	S	
		Fujikawa F.									CENOMAN.
Fujikawa Shale	Fujikawa Shale			Fujikawa F.	Fujikawa F.		Fujikawa F.	Hlura F.	Fujikawa F.		ALBIAN
	Hoji Sandstone	Hoji F.	Nakaizu F.	Hoji F.	Hoji F.			Ikuna F.	Hoji F.	Nakaizu F.	APTIAN
	Furuke Beds						Hoji F.	Nakaizu F.			
	Mochii Sandstone							Mamidani F.			
Trigonia Sandstone								Shobu F.	Hanoura F.	Mamidani F.	BARREM.
	Hanoura F.	Hanoura F.	Mamidani F.	Hanoura F.	Hanoura F.						
							Hanoura F.		Tatsukawa F.	Shobu F.	HAUTERIV.
							Tatsukawa F.				
Tatsukawa Congl.	Tatsukawa Congl.	Tatsukawa F.	Shobu F.	Tatsukawa F.	Tatsukawa F.						VALANGIN.
											BERRIAS.
											TITHON.
											CALLOV.
						Nakaizu F.					

で認められた3回の海進・海退が地域的な変動に基づくものか、あるいは更に広域的なものかを確かめる材料になりうる。

そこで、筆者らは、南北両地域の層序・岩相・生物相をともに検討し、地質時代、両地域の対比、環境について考察した。

本研究を行うにあたり、愛媛大学松尾秀邦教授、東京大学棚部一成助教授、国立科学博物館小島郁生地学研究部長、立教大学栗原謙二教授には多くの貴重な御意見、御助言を賜った。愛媛大学福田英利氏には図表作成の御協力を受けた。また、勝浦郡上勝町の藤井光一氏には調査中の宿泊等の便宜を図っていただいた。これらの方々に感謝する。

地 質 概 略

当徳島県勝浦川盆地の白亜系は、西南西～東南東方向に帯状分布し、岩相と生物相の異なる南北の2地域からなる。南北2帯の白亜系の間には、変形の著しい砂岩と泥岩・シルル紀の化石を含む石灰岩・変成岩類・火成岩類からなる先白亜系〔江谷層群(平山ほか, 1956)・岡成層群(中川ほか, 1959)・寺野変成岩類(中川ほか, 1959)と三滝火成岩類(中川ほか, 1959)〕が分布し、ともに断層で接する。これらの先白亜系は、蛇紋岩類を伴うもので黒瀬川構造帯を特徴づける。北帯の白亜系は、北端や西端で剣山層群(平山ほか, 1956)や沢谷層群(平山ほか, 1956)の先白亜系とも不整合または断層で接する。北帯

の白亜系は、一般に西南西～東南東方向の軸をもつ向斜構造をなし、帯状に3地域に分布する。その3地域は、北東地域(勝浦町横瀬～上勝町生実)、南地域(勝浦町棚野～上勝町杉地)、西地域(上勝町旭)である(Fig. 1)。なお、南地域では、白亜系が逆転構造を呈する。北部の白亜系は、礫岩、砂岩、泥岩からなり、下位より立川層、羽ノ浦層、傍示層、藤川層に層序区分できる。

南帯の白亜系は、先白亜系と断層で接し、北帯の白亜系と同様に、西南西～東南東方向の軸をもつ向斜構造を呈し、勝浦町中伊豆から相生町竹ヶ谷にかけて帯状に分布する。白亜系は、礫岩、砂岩、泥岩、砂岩泥岩互層からなり、下位より菖蒲層、狸谷層、中伊豆層に層序区分できる(Figs. 2, 3, 4, 5, 6)。北帯と南帯の白亜系はそれぞれ整合一連の層序である。しかし、両者の直接の層序関係は確認できない。

岩相と層序の記載

(1) 北帯の白亜系

i) 立川層(Tatsukawa Formation)

[命名者] YEHARA (1924). [模式地] 勝浦町立川谷。[層序関係] 下位の先白亜系を不整合に覆う。福川南方で、不整合が観察できる。[分布] 北東地域の中央部と南部、南地域の北部、西地域の西部に分布する。そこではほとんど先白亜系と接する。[層厚] 模式地で 520 m, 岩井谷で 800 m, 福川南方で 200 m で、地域的な変化が著しい。[模式地における岩相および層序] 下位層との関係

Fig. 2. Geological map of the Lower Cretaceous in the Katsuragawa Basin. The marks of A-A' to E-E' show lines of section.

は不明であるが、立川に露出する厚さ 60 m ほどの含礫砂岩層が基底部であろう。これに厚さ 150 m の砂岩泥岩互層が重なる。このなかに *Hayamina naumanni* (NEUMAYR) が含まれる。これより上位に、厚さ 190 m の粒径の変化の著しい含礫砂岩層、45 m の礫岩層、30 m の

粗粒～中粒砂岩層，45 m の泥質砂岩層が順次重なる。中部の含礫砂岩層中の中粒～粗粒砂岩の卓越する層には、*Hayamina naumanni*(NEUMAYR) や *Ostrea* sp. などの二枚貝・巻貝化石，植物化石が，最上部の泥質砂岩層には植物化石が多く含まれる。〔当地域内での比較〕模式

Fig. 3. Geological profiles of the Lower Cretaceous Katsuragawa Basin. Lines of section are shown in Fig. 2.

Fig. 4. Map showing locations of the routes along which the columnar sections were measured.

地にみられる含礫中粒砂岩と礫岩の卓越する特徴は、地域的に厚さの変化はあるが、当地域を通してみられる。これは、しばしば礫岩から細粒砂岩や泥岩に至る上方細粒化サイクルを呈す。西域の岩井谷では、本層下部でこ

の上方細粒化サイクルの十数回もの繰り返しが観察される。中部では砂岩泥岩互層を伴う中粒砂岩が卓越するが、上部では大礫が発達し、上方粗粒化を示す。福川南方では、先白亜系から上位の羽ノ浦層に至る連続的な層

Fig. 5. Columnar sections of the Lower Cretaceous

序がみられる。ここでは、本層は、先白亜系を不整合で覆う赤色の基底礫岩と含礫中粒砂岩に至る層序からなり、上位の羽ノ浦層の石灰岩を含む礫岩に覆われる。[堆積相] 本層の礫岩層は、全体的にチャート礫が多く、少量の石灰岩礫、塩基性火山岩礫を含む。これは、一般に亜円礫～亜角礫で、淘汰は悪い。砂岩は塊状で、しばしばチャートの小礫を含み、含礫砂岩へ移化する。多くの層準でみられる礫岩層は、西方で厚く発達し、東方では砂質化する。その最大礫径は、西方では中～大礫であ

るのに対して東方では中礫～含礫砂岩で、東方細粒化の傾向がある (Fig. 7)。また、淘汰度は、西方で不良～良のものが多く、東方で良～優への優良化が認められる。これらの変化は、東西方向だけでなく、南北方向でも認められる。それは、北東地域の中央と東部にある東西方向を呈する三つまたは四つの帯状分布でみられる (Fig. 7)。北東地域の中央の地域では、外側の (特に北側の帯は、内座層として分布する先白亜系を不整合で覆う) 帯の最大礫径は中礫～大礫であるのに対して、内側の2帯

in the northern subbelt of the Katsuuragawa Basin.

のそれは中礫と小礫～礫質砂岩で、内側への細粒化が認められる。一方、東部では3帯の中で、中央の大礫から北方の中礫～含礫砂岩および南方の砂岩と泥岩への細粒化(ただし、ここではまれに淘汰の悪い大礫が含まれる)が認められる。[化石] 汽水生の二枚貝・巻貝化石 (Table 2) と植物化石を産する (Fig. 8)。

ii) 羽ノ浦層 (Hanoura Formation)

[命名者] YABE (1927). [模式地] 勝浦町中小家～立川付近. [層序関係] 立川層を本層基底の礫岩が整合に覆

う。この礫岩層は、多くの石灰岩を含み、東西方向へ連続性がよく、鍵層となる。北東地域の西部の落合では、先白亜系を不整合に覆う。[分布と構造] 北東地域の南部、南地域の南部および西地域に、それぞれ帯状分布する。北東地域では、立川層の北側に分布し、向斜・背斜構造の翼部に位置する。しかし、西部の落合では、立川層を欠き先白亜系を直接不整合で覆う。南地域では、立川層の南側に分布する。ここでは、杉地付近でみられるように、本層は逆転している。西地域では、背斜構造の

Fig. 6. Columnar sections of the Lower Cretaceous in the southern subbelt of the Katsuuragawa Basin. Lithologic patterns are referred as the Fig. 5.

Fig. 7. Map showing the average gravel sizes and the visual sorting index in the conglomeratic rocks of the Tatsukawa and Shobu Formations.

南北の両翼に分布する。〔層厚〕模式地、月ヶ谷および杉地のすべてにおいて 510 m で、地域的な変化がない。〔模式地における岩相および層序〕最下部の礫岩の上位には、厚さ 130 m の泥質砂岩層が重なる。この層には、植物片が多量に含まれ、また、いくつかの層準に中粒砂岩層、礫岩層、泥岩層、砂質泥岩層が挟まれる。この上位には、厚さ 110 m の中粒砂岩層が重なり、この中に厚さ 40 m の礫岩層が含まれる。更に 50 m の泥岩層、30 m の泥質砂岩層、20 m の泥岩層、30 m の中

粒砂岩層が順番に重なる。上部の泥質砂岩層からは、保存良好の *Shastrioceras nipponicum* MATSUMOTO が多産する。〔当地域内での比較〕本層は東西にほぼ一様の岩相で連続する。本層の泥質砂岩層は風化するとタマネギ状構造を呈し、二枚貝、アンモナイト、ウニなどの化石を豊富に含み、多くの植物片も含む。北東地域の南西部では、本層が先白亜系を不整合で直接覆う。そこでは、先白亜系を覆う基底礫岩から連続する数回の礫岩から泥岩に至る上方細粒化サイクルが観察され、多くの斜

Table 2. List of the bivalve fossils from the Lower Cretaceous in the Katsuragawa Basin.

Formation	Locality number	Tatekawa F.										Hanoura F.										Hoji F.					Mamidani F.				
		007	008	011	301	302	401	5095	5103	5104	5271	4052	5094	8022	8201	8280	8281	8282	8283	3172	3173	3174	3175	3301	1132	1134	1307	5176			
<i>Grammatodon</i> (<i>Nanonavis</i>) <i>yokoyamai</i> Yabe et Nagao										△	△			△	△												△			△	
<i>Nemodon tosaensis</i> Tashiro et Kozai																														○	
<i>Cucullaea?</i> sp.																														△	
<i>Barbatia</i> (<i>Barbatia</i>) <i>hibtharensis</i> Tashiro et Kozai																											△			△	
<i>Brachidontes igenkietensis</i> Tashiro et Kozai																														○	
<i>Modiolus</i> (s.l.) sp.																		○													
<i>Pterinella shinoharai</i> Hayami														○																	
<i>Bakevellia</i> (<i>Bakevellioides</i>) sp.																△															
<i>B.</i> (s.l.) sp.																	△	△													
<i>Isognomon</i> (<i>Isognomon</i>) <i>sanchuensis</i> (Yabe et Nagao)								△																							
<i>I.</i> (s.l.) sp.								△																							
<i>Pinna</i> (<i>Pinna</i>) sp. cf. <i>P. (P.) robinaldina</i> (d'Orbigny)															△												△				
<i>Neithea</i> sp.															△																
<i>Parvamussium kimurai</i> (Hayami)												△																			
<i>Plicatula</i> sp.																														△	
<i>Rastellum</i> (<i>Arctostrea</i>) <i>carinata</i> (Lamarck)															△																
<i>Ostrea</i> (s.l.) sp.				○																						○		○			
<i>Nipponitrigonia sakamotoensis</i> (Yehara)																															
<i>Pterotrigonia</i> (<i>Pterotrigonia</i>) <i>poeciliformis</i> (Yokoyama)																									○						
<i>P.</i> (P.) <i>hokkaidoensis</i> (Yehara)																				●	●	○	●								
<i>P.</i> (s.l.) sp.															○																
<i>Astarte</i> (<i>Astarte</i>) <i>subsenecta</i> Yabe et Nagao															△																
<i>A.</i> (Yabea) <i>shinanoensis</i> Yabe et Nagao																		△													
<i>A.?</i> sp.																		○													
<i>Eriophyla?</i> sp.																												△			
<i>Lucinoma?</i> sp.										△			△																		
" <i>Myrtea</i> " sp.																													△		
<i>Protocardia ibukii</i> Nakazawa et Murata	●						○	△											○												
<i>P.?</i> sp.																															
<i>Laevicardium?</i> <i>corpulentum</i> (Amano)																											△			△	
<i>L.?</i> sp.																														△	
<i>Costocyrena otsubai</i> (Yabe et Nagao)						○																									
<i>C.</i> <i>radiatostriata</i> (Yabe et Nagao)							△																								
<i>C.</i> sp.															△																
<i>Isodomella shiroiensis</i> (Yabe et Nagao)										△								●	○												
<i>Eomiodon sakawanus</i> (Kokayashi et Suzuki)				○			○											●												●	
<i>E.</i> <i>hayami</i> Ohta																															
<i>Neomiodontidae</i> gen. et sp. indet.																			△												
<i>Hayamina naumanni</i> (Neumayr)		●	●	●			●																								
<i>H.</i> <i>bungoensis</i> (Ohta)						●	●	●																							
<i>H.</i> sp.						○	○	○																							
<i>Tetoria sanchuensis</i> (Yabe et Nagao)																															
<i>T.</i> <i>yoshimoensis</i> Ota																		●													
<i>T.</i> sp. cf. <i>T. yoshimoensis</i> Ota																		●													
<i>T.?</i> sp.																		●													
<i>Ptychomya densicostata</i> Nagao															○																
<i>Panopea</i> (<i>Myopsis</i>) <i>plicata</i> (Sowerby)											△																				
<i>Pulsidis nagatoensis</i> Ota																		△													

● abundant ○ common △ rare

交層理が認められる。各堆積サイクルの砂岩および泥岩には、多数の汽水生二枚貝化石・巻貝化石とわずかのアンモナイトが含まれる。[堆積相]本層のいくつかの層準に含まれる礫岩は、北東地域の南西部で最大礫径が大礫を呈し、その淘汰は悪い。しかし、そこから東方の月ヶ谷および柳谷で最大礫径が中礫、さらに東方の中小屋で最大礫径が小礫で、東方細粒化を示す。また、同様に、東方に向かうにつれて円礫が多くなり、淘汰も良くなる傾向がある。南地域の杉地では最大礫径が中礫で、南方細粒化の傾向があり、円礫の増加と淘汰の良好化の変化が認められる (Fig. 9)。[化石] 汽水生・海生二枚貝化石・巻貝化石、アンモナイト、ウニ化石、植物化石が産する。そのうち、二枚貝化石を Table 2 に、アンモナイトを Table 3 に示す。化石の産出状況には次のような変化が認められる。即ち、本層が先白亜系を覆う北東地

域南西部の落合で、二枚貝は、*Isodomella shiroiensis* (YABE et NAGAO), *Tetoria sanchuensis* (YABE et NAGAO), *T. yoshimoensis* Ota, *Pulsidis nagatoensis* Ota などの汽水生のものが含まれ、合弁のものが多く、生存時の姿勢を示す産出が認められる。これは、現地性であると解釈される。また、巻貝は、*Cassiopea* (C.) sp. と *mesogastropoda* gen. et sp. indet. で、破損や表面装飾の磨滅はない。しかし、巻貝化石のみを産出する層準では、殻頂の方向に集中性が認められる。この地域より南東側の福原では、浅海生二枚貝の *Ptychomya densicostata* NAGAO は合弁で産出するけれども、外棲の生活様式を示すと考えられる *Pterinella shinoharai* HAYAMI は離弁である。また、更に東側の中小屋では、浅海生二枚貝の内棲の生活様式を示すと考えられる *Panopea* (*Myopsis*) *plicata* (SOWERBY) や外棲のそれの *Parvamussium kimu-*

Fig. 8. Map showing the fossil localities.

Fig. 9. Map showing the average gravel sizes and the visual sorting index in the conglomeratic rocks of the Hanoura and Mamidani Formations.

rai (HAYAMI) は、離弁状態でまれに産するが、保存良好なアンモナイトの *Shastrioceras nipponicum* MATSUMOTO は多産する。更に、落合より南方の杉地でも、アンモナ

イト *Barremites* (*B.*) *difficilis* (d'ORBIGNY) や *Pseudohaploceras japonicum* OBATA et MATSUKAWA を産する。落合から北東や南方に海生二枚貝が多産し、離弁のものが

Fig. 10. Map showing the average gravel sizes and the visual sorting index in the conglomeratic rocks of the Hoji and Nakaizu Formations.

多くなり、アンモナイトが多く産する変化がみられる。

iii) 傍示層(Hoji Formation)

[命名者] YABE (1927). [模式地] 上勝町傍示南部の勝浦川沿い(傍示～日浦). [層序関係] 下位の羽ノ浦層を整合に覆う. [分布と構造] 北東地域の中央, 西地域の南北両縁部に帯状分布する. 北東地域では, 一般に羽ノ浦層の北側に分布するが, 西部の福原, 中央の辰ヶ谷では向斜構造の軸部に分布するため, 羽ノ浦層に囲まれる. [層厚] 模式地では 690 m である. 上位の藤川層への連続層序があまり認められないので, 層厚の地域的变化は不明である. [模式地における岩相および層序] 最下位の礫岩層は厚さ 10 m である. この上位には厚さ 70 m の泥質砂岩層, 60 m の砂岩泥岩互層が順次重なる. これらの部分には薄い礫岩層や薄い砂岩泥岩互層が挟まれる. 更に, これらの上位に厚さ 150 m の中粒砂岩層, 60 m の砂岩泥岩互層, 210 m+ の中粒砂岩層が重なる. 最上位の中粒砂岩層の下部には三角貝の密集層を挟み, 上部は薄い礫岩層や砂岩泥岩互層を挟む. この上部は, 中居 (1968) や小川 (1971) の夾炭層を数枚挟むサイクロセムを形成する部分に相当する. なお, 中居 (1968) や小川 (1971) の記載したルートは現在正木ダム湖に水没しているものと思われる. [当地域内での比較] 模式地で厚く発達する中粒砂岩層は, 東西方向によく連続する. しかし, いくつかの層準に挟まれる礫岩層の東西方向への連

続性は悪い. 下部から上部にかけてのいくつかの層準に挟まれる夾炭層は薄く, 東西方向への連続性も悪い. [堆積相] 本層の主部を構成する中粒砂岩層は塊状で, 顕著な堆積構造が認められない. 基底部の礫岩層の礫は, チャート, 砂岩, 流紋岩よりなる. 礫岩層は, 北東地域の北西部には多く含まれるが, 東部と南部, そして西地域では少ない (Fig. 10). 基底部の礫岩層の礫径は, 北東地域の谷口で 5~20 cm, 福原と日浦で 2~20 cm, 東方の稼勢山で 3~4 cm である. 円礫がどの地域にも分布し, 淘汰度は西方の谷口では不良で, 東方の稼勢山や西地域の旭では優である. [化石] 三角貝が産する (Table 2). これは, いくつかの層準で密集層を形成する. 三角貝は, 多くが離弁で, 殻の破損や表面の磨滅がみられる. また, 殻の内側が地層の下面に向けて配列する産状も観察される. なお, 中居 (1968) によれば, 最上部のサイクロセムを形成する部分から *Cladophlebis* sp. cf. *C. denticulata* (BRONGNIART), *Zamiophyllum* sp., *Sphenopteris* sp. などの陸生植物と非海生二枚貝が産出する.

iv) 藤川層(Fujikawa Formation)

[命名者] YEHARA (1924). [模式地] 上勝町傍示から鶯への道路ぞい. [層序関係] 傍示層に整合に重なる. 本層と下位の傍示層の境界の位置について, 中居 (1968) と小川 (1971) では解釈が異なる. 中居 (1968) は, 堆積サイクルを考慮して小川 (1971) や筆者等の傍示層最上部の中

Table 3. List of the ammonites from the Lower Cretaceous in the Katsuragawa Basin. Symbols are the same as the Table 2.

Formation	Hanoura F.														Fujikawa F.		Mamidani F.	
	Specific name	Locality number	3234	4051	4052	5094	8021	8022	8281	11021	101	201	2262	1134	5176			
	<i>Hypophylloceras yeharai</i> Nakai et Matsumoto											△						
	<i>Crioceratites (Paracrioceratites) asiaticum</i> (Matsumoto)				△													
	<i>Shastlicrioceratites nipponicum</i> Matsumoto				●													
	<i>Australiceras?</i> sp. aff. <i>A. gigas</i> (Sowerby)													△				
	<i>Oloostephanus (Neocastieria) cadocerooides</i> (Karakasch)							△										
	<i>Barremites (Barremites) difficilis</i> (d'Orbigny)		○															
	<i>Pseudohoplaceras japonicum</i> Obata et Matsukawa										△							
	<i>Desmoceras (Pseudohoplaceras) dawsoni shikokuense</i> (Yabe et Shimizu)											●	○					
	<i>Pulchellidae?</i> gen. et sp. indet.									△								
	<i>Cheloniceratites (Cheloniceratites) sp. cf. C. proteus</i> Casey														△			
	<i>C.</i> (<i>C.</i>) sp.														△			
	<i>C.</i> (<i>Epicheloniceras</i>) sp.											△						
	<i>Mortoniceras</i> (s.l.) sp.												△					
	<i>Acanthohoplites</i> sp.											△			△			
	Ammonoidea gen. et sp. indet.			△	△	△	△											

粒砂岩層中の薄い礫岩層にあたる層準を本層最下位とした。しかし、本層を特徴づける黒色泥岩層(石灰質ノジュールを多く含む)の始まりをもって本層とする小川(1971)の解釈の方が境界として明瞭である。従って、筆者等は、小川(1971)の解釈に従う。〔分布と構造〕北東地域の北部と西地域の東部に帯状に分布する。北東地域では本層が向斜構造の軸部に分布する。この向斜構造は東にプランジする。小川(1971)は、北東地域より北側にある先白亜系の分布域にも本層が外座層として2カ所に分布するとした。〔層厚〕模式地で、470 m+。〔岩相および層序〕本層は、層序的および地域的に変化のない黒色泥岩からなり、下部に淘汰の悪い粗粒砂岩層が挟まれる。模式地における層序は、下部は厚さ130 m+の黒色泥岩層からなる。この黒色泥岩層の上部には、植物片を含む石灰質ノジュールが多くみられる。この上位には厚さ90 mの淘汰の悪い粗粒砂岩層、厚さ250 m+の黒色泥岩層が順次重なる。〔堆積相〕本層を特徴づける黒色泥岩層には平行葉理が発達する。

〔化石〕アンモナイトが産する(Table 3)。

(2) 南帯の白亜系

i) 菖蒲層(Shobu Formation)

〔命名者〕KOBAYASHI & IWAYA(1941)。〔模式地〕相生町竹ヶ谷～内山。本層は、相生町菖蒲付近に発達することにちなんで命名された。その後、模式地を相生町竹ヶ谷に移すことが提案された(田代・松田, 1985)。本層の最下部は相生町内山によく分布するので、内山も含める必要がある。そこで、筆者らは内山も含めた竹ヶ谷～内山地域を模式地に指定する。〔層序関係〕下位層との関係は不明。〔分布と構造〕南部の白亜系の分布域の最も南側に北東から南西方向に背斜構造を呈して帯状分布する。〔層厚〕模式地で、320 m+。〔岩相および層序〕本

層は、主として粗粒砂岩層と礫岩層からなり、中部に泥岩層と砂岩泥岩互層を挟む。礫岩層は最下部と最上部にある。それらの礫岩層は、円磨された砂岩、チャート、石灰岩、流紋岩の礫で構成されるが、淘汰は悪い。粗粒砂岩層の下部は細粒になり、石灰質ノジュールが含まれる。また、その最大礫径は最下部と最上部のもので30 cmである。礫径の地域的变化は認められない(Fig. 7)。模式地における岩相および層序は、内山の背斜付近にみられる礫岩層が本層の観察される部分の最下位に当たる。この上位に、厚さ140 mの細粒～中粒砂岩層、60 mの泥岩層が重なる。この砂岩層の下部の細粒部には石灰質ノジュールが含まれる。また、泥岩層中には、薄い砂質礫岩層が挟まれる。更に、厚さ60 m+の砂岩泥岩互層と最上部の厚さ40 mの砂質礫岩層が重なる。

ii) 狸谷層(Mamidani Formation)

〔命名者〕平山ほか(1956)。〔模式地〕勝浦町狸谷。〔層序関係〕菖蒲層を整合に覆う。菖蒲層上部の砂質礫岩から本層最下位の砂岩泥岩互層への変化は明瞭である。〔分布〕相生町竹ヶ谷より勝浦町狸谷に帯状分布する。〔層厚〕模式地で、190 m, 内山で、280 m+。〔岩相〕主として砂岩泥岩互層からなる。本層を構成する砂岩泥岩互層にはしばしばスランプ構造が発達し、水平方向への連続性の悪い厚層の砂岩層と泥岩層が含まれる。夾炭層が下部の泥岩層と上部の砂岩泥岩互層に含まれる。また、石灰質ノジュールが上部の砂岩泥岩互層に含まれる。石灰質ノジュールとそれを取り囲む泥岩層との境界は、明瞭で、漸移しない。〔化石〕本層の下部に含まれる二枚貝化石、巻貝化石は、離弁のものや、破損しているものが多い。また、上部の砂岩泥岩互層中の砂岩層に含まれる二枚貝も離弁のもので、破損しているものが多い。そのうえ、小型のもののみである。一緒に産するアンモナ

イトも破損しているものが多い。それらを、Tables 2, 3 に示す。

iii) 中伊豆層(Nakaizu Formation)

[命名者] 平山ほか(1956)。[模式地] 勝浦町狸谷。本層は、狸谷層の上位に重なる層序単位として平山ほか(1956)により定義、設立された。その後、田代・松田(1985)により勝浦町中伊豆が本層の模式地として指定された。狸谷では、狸谷層から連続した層序がみられ、露出の状態も中伊豆に比べるとよいので、模式地を狸谷にする。[層序関係] 下位の狸谷層を整合に覆う。[分布] 南帯の白亜系の最も北側に帯状分布する。[層厚] 模式地で、110 m、内山北方で、150 m+。[模式地における岩相および層序] 下部は厚さ 80 m の中粒砂岩層で、この上部は 40 m のアルコーズ質の砂岩である。更に厚さ 15 m の泥岩層、15 m の砂岩泥岩互層が順次重なる。[当地域内での比較] 本層は東西方向によく連続する。特に中粒砂岩層中のアルコーズ質砂岩は顕著である。上部の砂岩泥岩互層中には、薄い夾炭層が挟まれる。[堆積相] 中粒砂岩層は塊状で顕著な堆積構造を持たない。

アンモナイトに基づく地質時代論

勝浦川盆地の白亜系の地質時代論については、既に述べたように多くの見解があるが、示準化石が産出しなかったために時代の不明な累層があった。今回の研究で、筆者らは、北帯の白亜系各層と南帯の狸谷層からアンモナイト・二枚貝・巻貝の軟体動物化石を採集した。その結果、二枚貝とアンモナイトのそれぞれ 1 種のみが南北 2 帯の共通種として認められた。また、いくつかの地点から得られたアンモナイト数種により、羽ノ浦層と狸谷層の国際的標準地域との対比の議論が可能となった。ここでは、その結果明らかになった事実を述べ、さらに既に示されている見解と合わせて当地域の地質時代論を述べる。

今回の研究で明らかになった点の第一は、北帯の白亜系の羽ノ浦層の時代である。羽ノ浦層の時代に関しては、勝浦川盆地東部の羽ノ浦付近に分布する羽ノ浦層と勝浦川盆地西部の羽ノ浦層とは時代が異なり、同一累層でない疑いのあることが指摘されていた(小島・松本, 1977)。それは、前者に *Pseudothurmannia hanouraensis* SHIMIZU と *Pulchellia* sp. cf. *P. ishidoensis* YABE et SHIMIZU を含むことからオーセリビアン上部からバレミアン下部が示唆される(SHIMIZU, 1931)のに対して、後者には *Chelonicerases* (*Epicheloniceras*) sp. cf. *C. (E.) martinoides* CASEY と *Tropaeum* sp. cf. *T. drewi* CASEY を産し(中居, 1968)、アプチアン下部の上部が示唆され

るためである。筆者らは、北帯の羽ノ浦層よりバレミアンを示すアンモナイトをいくつかの地点で採集した。一つは、北東地域の羽ノ浦層の模式地の勝浦町立川谷中小家(産地番号 4052)で、*Shastierioceras nipponicum* MATSUMOTO と *Crioceratites* (*Paracriocerases*) *asiaticum* (MATSUMOTO)を得た。また、上勝町月ヶ谷(産地番号 8022)で、*Olcostephanus* (*Neoastieria*) *cadocerooides* (KARAKASCH) を、上勝町落合(産地番号 82810)で *Pulchellidae?* gen. et sp. indet. を採集した。さらに、南地域の羽ノ浦層からは、上勝町杉地入口(産地番号 3234 と 11021)で、*Barremites* (*B.*) *difficilis* d'ORBIGNY と *Pseudohaploceras japonicum* OBATA et MATSUKAWA をそれぞれ得た。これらのアンモナイトは、いずれも和歌山県湯浅地域の有田層(小島・小川, 1976; OBATA & MATSUKAWA, 1987)、関東山地山中部地域の石堂層(MATSUKAWA, 1983; OBATA & MATSUKAWA, 1984a, 1987)から産するものと同種で、バレミアン下部から中部を示すものである。さらに、中居(1968)により得られた *Tropaeum* sp. cf. *T. drewi* CASEY(産地番号 Kt 1042: 中居, 1968)は、その比較種が英国の下部緑色砂岩のアプチアン下部の最上部の *Tropaeum bowerbanki* 帯(CASEY, 1961)に含まれる。この地点は、筆者らが *Olcostephanus* (*Neoastieria*) *cadocerooides* (KARAKASCH)を得た地点(産地番号 8022)の近くにあり、その地点より上位の層準にあたる。*Olcostephanus* (*Neoastieria*) *cadocerooides* (KARAKASCH)は、千葉県銚子地域の君ヶ浜層とクリミアのバレミアンから産することが知られている(OBATA & MATSUKAWA, 1984b)。従って、この地点付近には、少なくともバレミアンからアプチアン下部の最上部に至る連続的な層序が存在すると解釈される。また、中居(1968)により *Chelonicerases* (*Epicheloniceras*) sp. cf. *C. (E.) martinoides* CASEY が得られたと思われる地点(産地番号 Kt 1038: 中居, 1968; 101: 筆者ら)から筆者らも *Chelonicerases* (*Epicheloniceras*) sp. と *Acanthohoplites* sp. を採集した。この地点は、筆者らの解釈によると羽ノ浦層最上部から整合で連続する傍示層の模式層序のルート(Fig. 5 の各個柱状図 21 番)上にあり、羽ノ浦層最上部に相当する。*Chelonicerases* (*Epicheloniceras*) sp. cf. *C. (E.) martinoides* CASEY は、その比較種がアプチアン上部の下部を示す示帯種である(CASEY, 1961)。以上のことから、勝浦川盆地西部の羽ノ浦層は、バレミアン下部の上部からアプチアン上部の下部に相当すると解釈される。これは、勝浦川盆地東部の羽ノ浦付近に分布する羽ノ浦層の示す時代と同じであり、羽ノ浦付近と勝浦川盆地西部の羽ノ浦層は、地質時代上も同一累層であることが確認された。

羽ノ浦層の時代論に伴って問題となるのが下位の立川層の時代論である。立川層は、*Hayamina naumanni* (NEUMAYR), *Costocyrena otsukai* (YABE et NAGAO) や *Isodomella shiroiensis* (YABE et NAGAO) などの汽水生二枚貝・巻貝や陸生植物化石を含む。これは、西南日本各地の下部白亜系にみられる領石動物群の特徴を示す。この動物群を含む地層は、アンモナイトを含む地層との関係に基づいてヨーロッパの標準地域との時代対比が可能となる。羽ノ浦層の時代は前述の理由によりバレミアン下部の上部からアプチアン上部の下部に対比されるので、その下位の立川層は、少なくともバレミアン下部より下位の時代であろう。その基底部は、地層の厚さからするとオーテリビアンにまで及ぶかも知れない。傍示層からは、アンモナイトが得られていない。しかし、日浦から傍示にいたる傍示層の模式地にみられるルートでは、羽ノ浦層から傍示層を経て藤川層への整合一連の層序が観察できる。そのルートの羽ノ浦層の最上部は、前述の理由によりアプチアン上部の下部に相当する。また、藤川層下部の上勝町黄檗(産地番号 Kt 1017-19: 中居, 1968; NAKAI & MATSUMOTO, 1968; 201: 筆者ら)と六十部(産地番号 2262: 筆者ら)から *Desmoceras* (*Pseudouhligella*) *dawsoni shikokuense* (YABE et SHIMIZU), *Hypophylloceras yeharai* (NAKAI et MATSUMOTO), *Mortoniceras* (s.l.) sp. が得られている。中居 (1968) は、黄檗から産した上記のアンモナイトにより藤川層の時代がアルビアン上部に相当すると解釈した。従って、傍示層から藤川層は、アプチアン上部の下部からアルビアン上部に相当すると思われる。

南帯の白亜系で、筆者らは狸谷層のみより化石を得た。その地点は、勝浦町狸谷(産地番号 5176)と相生町内山の3地点(1132, 1133, 1134)である。このうち、狸谷層上部の産地番号 5176 からは、*Chelonicer* (*C.*) sp. cf. *C. proteus* CASEY が産する。この種の比較種の *Chelonicer* (*C.*) *proteus* CASEY は、英国の下部緑色砂岩のアプチアン下部の *Deshayesites deshaysi* 帯の上部の *Deshayesites grandis* 亜帯と *Tropaeum bowerbanki* 帯に産する。従って、狸谷層の上部は少なくともアプチアン下部に対比されるものと解釈される。相生町竹ヶ谷南方の狸谷層の下部の砂岩泥岩互層の泥岩から須鎗・石田(1985)により放散虫化石 *Archaeodictyomitra apiarium* (RUST), *A. pseudoscalaris* (TAN), *Parvicingula boesii* (PARONA), *Pseudodictyomitra leptocnica* (FOREMAN), *Thanarla conica* (ALIEV), *T. pulchra* (SQUINABOL) などが検出され、これらの群集がバレミアンを示唆することが示された。須鎗・石田(1985)によると、これらの放散虫化石を含む砂

岩泥岩互層は、“鳥ノ巢層群”に属すると解釈されている。しかし、相生町内山から竹ヶ谷にかけては、砂岩層を主とする菖蒲層から砂岩泥岩互層と泥岩層よりなる狸谷層への連続層序がみられ、これらの地層は東北東～西南西方向に帯状分布する。内山周辺には、この帯状方向に一致する背斜軸が存在し、この地域の最下位層準にあたる菖蒲層の礫岩層が露出する。従って、南帯の白亜系の南限は、内山より南方に位置する (Fig. 2 参照)。以上のことから、狸谷層の下部から上部にかけての層序はバレミアンからアプチアン下部に相当すると解釈される。狸谷層がバレミアンからアプチアンを示すので、その下位の菖蒲層は少なくともバレミアン以前で、上位の中伊豆層はアプチアン以後であろう。ところで、菖蒲層の下限は不明であるが、少なくとも層厚は 320 m+ で、狸谷層のその 280 m+ とほぼ同じである。狸谷層はバレミアンからアプチアン下部に相当するので、菖蒲層の時間の長さは狸谷層のそれと同様との解釈は妥当であろう。この解釈に従えば、菖蒲層の基底部はオーテリビアンにまで及ぶのかもしれない。

以上のことから北帯と南帯の白亜系各層の関係は、立川層と菖蒲層、羽ノ浦層と狸谷層、傍示層と中伊豆層がそれぞれほぼ同時代のものであると結論づけられる。

北帯と南帯の白亜系の堆積環境の比較と発達史

勝浦川盆地の北帯と南帯の白亜系は、現在最も接近して露出する地域で、約 200 m の距離しか隔たっていない。しかし、両者の岩相・生物相の特徴は異なる。そこで、この章では、この事実の意味を北帯と南帯の各層の堆積環境とその変遷の考察結果に基づいて、両者の相互関係を議論する。

(1) 北帯の白亜系

i) 立川層: 立川層は、先白亜系を不整合に覆い、主として礫岩・中粒砂岩よりなり、汽水生の二枚貝化石・巻貝化石と陸生植物化石を含む。これは、立川層が先白亜系の沈降運動により形成された堆積盆地の基底に堆積したことを示しているものと考えられる。西地域では北東にプランジするベースン構造中に立川層は分布し、その基底部が先白亜系と接している。その上、立川層は先白亜系に取り囲まれて分布する。これは、立川層の堆積時に発生した湾入を示していると思われる。更に、多くの層準で見られる礫岩層は、東方と内側(分布の複数帯での)への細粒化と淘汰度の優良化が認められる (Fig. 7)。これらのことから、立川層の堆積盆地は、南北の山地に挟まれた東へ流れる河川系の影響を受けたもので、北東に口を開いていたものと推定される。なお、北東地

域の南西部では上位の羽ノ浦層が先白亜系を直接不整合で覆い、本層の分布が欠如していることより、堆積盆地はこの付近で幅が狭くなっていたものと考えられる。西地域や南地域で顕著にみられる礫岩から細粒砂岩や泥岩に至る何回もの上方細粒化や上方粗粒化は、海水面の上下変化や堆積物の供給量や供給力の変化を示しているものと思われる。

Hayamina naumanni (NEUMAYR), *Costocyrena otsukai* (YABE et NAGAO) などの汽水生二枚貝化石や巻貝化石が砂岩や泥岩に含まれ、西方から東方に点在する。二枚貝は、合弁のものが多く、破損や表面の磨滅は少なく、ほぼ現地性を示すものと解釈される。以上のことから、本層の堆積盆地は、北西と南西の先白亜系からなる山地から供給を受けたもので、デルタないしその周辺であったと推定される。

ii) 羽ノ浦層：本層は、立川層に比べて分布域を拡大している。これは、立川層の分布する地域で立川層に整合に重なるだけでなく、北東地域の南西部で先白亜系を不整合で覆うことにより示される。そこでは、先白亜系を不整合で覆う基底礫岩から連続する数回の礫岩から泥岩に至る上方細粒化サイクルや多くの斜交層理が認められる。また、多数の汽水生二枚貝化石・巻貝化石とわずかのアンモナイトが含まれる。これは、当時のこの地域がデルタないしその周辺に位置し、しばしば海水が侵入したことを示していると考えられる。この地域から東方と南方へにかけては、礫岩の最大礫径の細粒化、円礫の増加と淘汰度の優良化が認められる (Fig. 9)。その上、落合から北東や南方にかけて、海生二枚貝化石が多産し、離弁のものが多くなり、アンモナイトが多く産する変化がみられる傾向は、礫岩の粒度の細粒化、円礫の増加と淘汰度の優良化の変化傾向と対応する。また、落合の巻貝のみを産出する層準では、殻頂の方向に集中性が認められ、一方向の水流の存在が示される。従って、羽ノ浦層は、北東地域の南西部の落合付近が河川系の影響を最も受けたデルタまたはその周辺で、そこから北東、南、南西に内湾性の浅海域が広がっていたものと推定される。とまれ、立川層から羽ノ浦層への変化は、海進期を示すと結論されよう。

iii) 傍示層：本層は、主に岩相変化の少ない中粒砂岩からなり、下部から上部にかけていくつかの層準に夾炭層を挟み、最上部にはサイクロセムが中居 (1968) や小川 (1971) により報告されている。また、礫岩層がいくつかの層準に含まれるが、それらは薄く、水平方向への連続性は悪い。これらの特徴は、本層が立川層から羽ノ浦層にかけての海進期に続く海退期を示す。礫岩層は、北東

地域の西部に多く含まれる。しかし、北東地域の東方と南方、そして、西地域では少ない (Fig. 10)。基底部の礫岩層は、北東地域の北西部から東方と南方への礫径の細粒化、円礫の増加と淘汰度の優良化がみられる (Fig. 10)。さらに、夾炭層は北東地域の北西部では多くの層準 (最上部のサイクロセムの部分も含む) に含まれるが、北東地域の東側や西地域ではみられない。中居 (1968) によれば、北東地域の北西部の本層最上部のサイクロセムの部分に非海生の二枚貝化石が含まれる。ところで、本層は全域を通して、岩相変化の乏しい中粒砂岩よりなり、いくつかの層準に三角貝の密集層を含む。殻の破損や表面の磨滅した離弁の殻の配列から、これらの三角貝の密集層は傍示層が水流や波浪の影響を受けた堆積物からなることを示すと考えられる。以上のことから、傍示層の堆積の場合は、北東地域の北西部にデルタまたはその周辺の環境を持つ海浜周辺を示すものと推定される。

iv) 藤川層：本層は、単調な黒色泥岩からなり下部にアンモナイトを産する粗粒砂岩が挟まれる。傍示層からの岩相変化は急激で、短時間に海進が進んだことを示し、本地域と周辺地域の突然の沈降が起こったものと思われる。その結果として堆積の場の拡大が推定される。これは、小川 (1971) による北東地域の北側の先白亜系にある本層の外座層の存在からも示される。平行葉理が下部から上部にかけての多くの層準にみられる。また、下部には多数の石灰質ノジュールが含まれる。これらのことから、本層の堆積の場合は、沖合域で、堆積物の供給は穏やかな流れとともにゆっくり行われたものと思われる。しかし、下部にアンモナイトを産する粗粒砂岩層が挟まれることから、堆積の場の多少の浅海化か、粗粒堆積物を供給する強い流れがあったものと推定できる。

(2) 南帯の白亜系

i) 菖蒲層：本層は、下限が不明であり、主として粗粒砂岩と礫岩からなる。下部から上部にかけて、いくつかの層準に礫岩層を挟む。北東から南西への分布を通して、いずれの地域でもこれらの礫岩層の最大礫径は大礫で、30 cm に達するものもあり、淘汰は悪く、地域の特異性が認められない (Fig. 7)。これは、後背地から短時間に供給されたことを示していると解釈され、本層の堆積盆地は後背地に近い、例えば沿岸性のものであると思われる。

ii) 狸谷層：本層は、主に砂岩泥岩互層からなり、いくつかの層準に水平方向の連続性の悪い泥岩層が含まれる。また、いくつかの層準にスランプ構造が認められることを特徴とする。下位の菖蒲層からの岩相変化は急激で、短時間に海進の進んだことを示し、本地域と周辺地

Table 4. Litho- and bio-stratigraphical comparison between the Lower Cretaceous in the northern and southern belts of the Katsuragawa Basin.

Age	Rock unit		Stratigraphic columns		Lithology		Thick. (m)		Main fossils		Peculiar characters in Formations	
	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S	N	S
ALBIAN	Fujikawa F.				Ms		470+		<i>Desmoceras</i> (<i>Pseudohelicalia</i>) <i>dawsoni shikokuense</i> <i>Mortonicerias</i> (s.l.) sp.		Parallel lamination Parallel lamination Limestone nodule	
APTIAN	Hoji F.	Nakaizu F.			Ss	Alt ss ms Ss	690 110 - 150 +				Coal seam Coal seam Coal seam Coal seam	Coal seam Arkosic sandstone
BARREMIAN	Hanoura F.	Mamidani F.			Ms ss	Alt ss ms	510 190 - 280 +		<i>Chelonicerias</i> (<i>Epichelonicerias</i>) sp. <i>Shasticerias</i> sp. aff. <i>S. nipponicum</i> <i>Oicostephanus</i> (<i>Neostephanus</i>) <i>cadoceroideus</i> <i>Barremites</i> (B.) <i>difficilis</i>	<i>Chelonicerias</i> (C.) sp. cf. <i>C. proteus</i>	Limestone nodule Slumping str. Slumping str.	
HAUT.	Tatsukawa F.	Shobu F.			Cg Ss	Cg Ss	200 - 800 320 +		<i>Hayamina naumanni</i>			Limestone nodule

N : Northern subbelt,
S : Southern subbelt,
Ms : Mudstone, Ms ss :
Muddy sandstone, Ss :
Sandstone, Alt ss ms :
Alternating beds of sand-
stone and mudstone,
Cg : Conglomerate.

域の沈降が推定される。その結果として、堆積の場の拡大が考えられる。上部の薄い砂岩層に含まれる二枚貝化石の殻は破壊されたものが多く、*Brachidontes igenokiensis* TASHIRO et KOZAI, *Eomiodon hayami* OHTA, *Laevicardium? corpulentum* (AMANO), *Cucullaea? sp.*などはほとんどが離弁で、2 cm 以下のものからなる。これらの産状は、異地性を示し、運搬の過程で貝殻の大きさが選択されたものと推定される。また、下部の砂岩泥岩互層中に含まれる汽水生二枚貝化石と巻貝化石も異地性と解釈される産状が認められる。

ところで、本層の下部と上部の砂岩泥岩互層には夾炭層と石灰層ノジュールがそれぞれ挟まれ、そのうち、下部の砂岩泥岩互層中の泥岩層には放散虫化石群集が含まれる(須鎗・石田, 1985)という特徴もある。そのうえ、下部の汽水生二枚貝化石・巻貝化石を産する砂岩泥岩互層と上部の石灰質ノジュールを含む砂岩泥岩互層はスランプ構造を呈する。このように、本層は、狭い範囲の中の同一層準に外洋、斜面、汽水の環境を示す幾種類もの異質の要素を含む。これは、本層の堆積盆地の沈降に伴って、汽水生二枚貝・巻貝を含む砂岩泥岩互層や石灰質ノジュールを含む砂岩泥岩互層が移動してスランプ構造を形成したことを示しているものと推定される。以上のことから、本層の堆積の場は、沖合い斜面であったと思

われる。

iii) 中伊豆層：本層は、上限が不明であり、主部の中粒砂岩層および上部の砂岩泥岩互層と泥岩層からなる。下位の狸谷層から漸移的に本層の中粒砂岩層に変化し、さらに上部の砂岩泥岩互層に夾炭層がみられる特徴は、本層が海退期を示す堆積物であることを示唆する。主部の中粒砂岩層では、上部でアルコーズ質のものが卓越する。このアルコーズ質のものは、東西方向に連続し、粒度や層厚の変化が顕著でない。このことから、本層の堆積の場から後背地までの距離は少なくとも現在の分布範囲の中ではあまり変化がなかったことが解釈され、例えば海浜とその周辺が考えられる。

(3) 勝浦川盆地の白亜系の発達史

北帯と南帯の白亜系各層の関係は、化石層序学的検討から、立川層が菖蒲層に、羽ノ浦層が狸谷層に、傍示層が中伊豆層に対比された。その上、北帯の堆積環境の変遷(立川層から羽ノ浦層にかけての海進期と傍示層から藤川層への次の海進期)と南帯のそれ(菖蒲層から狸谷層へかけての海進期と中伊豆層から始まる次の海進期)のパターンは調和的で、海進と海退の時代も一致する(Table 4)。この勝浦川盆地の南北両帯の白亜系で認められる同様の堆積環境の変遷のパターンは、隣接する有田地域(福田, 1986 MS)や山中地域(MATSUKAWA, 1983)

にも認められ、その時代も一致する(ただし、有田と山中の両地域は、白亜系の2帯の分布が不明瞭である)。

北帯の立川層と南帯の菖蒲層は、ともに粗粒堆積物からなり、それらの堆積盆地は後背地に近いものと考えられる。このうち、立川層は先白亜系の沈降運動により形成された堆積盆地の初期に堆積したもので、その堆積盆地は南北の山地に挟まれて東に流れる河川系の影響を受けて北東に口を開いたものと推定される。両層の礫岩層はチャート、砂岩と石灰岩の礫を含む共通性が認められる。しかし、菖蒲層には流紋岩の礫が含まれるが、立川層にはみられない。同様に塩基性火山岩礫が立川層に含まれ、菖蒲層に含まれない相違点もある。平山ほか(1956)や小川(1971)は、立川層から珪質縞状千枚岩や砂質千枚岩の礫を、菖蒲層から圧碎花崗岩、花崗片麻岩の礫を報告している。立川層の礫は、北帯の白亜系の西側と北側にある先白亜系を構成する岩石と同種のものを多く含む。一方、菖蒲層のそれは、それらの先白亜系には含まれないものも含む。北帯と南帯の白亜系の間の先白亜系(中川ほか, 1959)やその延長部(例えば、市川ほか, 1956; 平山・田中, 1956)の黒瀬川構造帯沿いにはシルル系の化石を含む石灰岩、変成岩類や火成岩類が含まれるので、菖蒲層の礫の一部はこの先白亜系から供給されたものと思われる。従って、菖蒲層の堆積盆地の後背地には、それらの岩石が露出していたものと推定される。しかし、立川層にはそれらの岩石がみられないので、菖蒲層の後背地と立川層の堆積盆地は距離を隔てた位置にあったか、または、隣接していても堆積物が供給されなかったものと思われる。

羽ノ浦層と狸谷層は、ともに下位から引き続く海進期の堆積物である。羽ノ浦層は、北部の北西にあるデルタまたはその周辺環境から南西、南、北東に広がる内湾性の浅海域の環境の堆積物であると考えられる。一方、狸谷層の堆積環境としては、沖合いの海域が推定される。現在の北帯と南帯の白亜系の位置関係を考慮すると、羽ノ浦層と狸谷層はデルタまたはその周辺から南西、南、北東に広がる内湾性の浅海域から沖合い域にかけての一連の堆積の場を形成していたと推定できる。ところで、羽ノ浦層と狸谷層の産出化石を比較すると両者の共通種は、2種だけである(Tables 1, 2)。これは、両者の化石を産出する層準が多少異なる(羽ノ浦層のものはバレミアンの示帯種となるアンモナイトと、狸谷層のものはアプチアン下部の示帯種となるアンモナイトと共存することによる結果でもあろうが、主として以下の理由によると推定される。すなわち、羽ノ浦層に発見されるアンモナイトには、*Barremites* や *Pulchellia* のよう

にテチス要素のものと、*Shasticroceras* や *Crioceratites* (*Paracriocerases*) のようにボレアル要素のものが含まれる。*Barremites* と *Pulchellia* は羽ノ浦層下部から、*Shasticrocerases* と *Crioceratites* (*Paracriocerases*) は羽ノ浦層上部から産するので、羽ノ浦層の下部と上部では異なる2種類の水塊(たぶん海流)の影響を受けたと解釈できる。OBATA & MATSUKAWA (1987) によれば、テチス要素のアンモナイトは低緯度地域に、ボレアル要素のそれは高緯度地域に分布し、それらの分布は当時の海流分布と調和的である。従って、羽ノ浦層の堆積の場は、初め赤道方向からその後に北極方向からの海流の影響を受けたものと思われる。現在の日本付近では、赤道からの海流は東側に、北極方向からのそれは西側に流れるので、前者は大陸側から離れたより太平洋側を、後者は大陸側を流れる。一方、狸谷層に含まれる二枚貝化石は、物部川盆地の萩野層や神母木層(TASHIRO & KOZAI, 1984; 田代, 1985)と共通的なものを含む。その上、それらの二枚貝は温暖な海域を示す可能性がある(田代, 1985)。これは、南帯の狸谷層が赤道からの海流の影響を受けたものであることを示していると解釈される。北帯の白亜系に比較される隣接の有田地域の有田層中・上部では *Shasticrocerases* と *Crioceratites* (*Paracriocerases*) がテチス要素の *Pulchellia* (?), *Nicklesia* (?), *Anahamulina* と共存し、更に東の関東山地の石堂層の下部ではボレアル要素の *Simbirskites* とテチス要素の *Pulchellia*, *Barremites* 等が共存する。これらのことはバレミアンを通して、北帯の白亜系が二つの海流の影響を受けたことを示していると解釈できる。しかし、この帯に比較される大分県下のバレミアン層には厚歯二枚貝、ネリニア、サンゴなどの熱帯・亜熱帯を示す化石とテチス要素の *Crioceratites* (C.) のアンモナイトが含まれ(田中, 1984)、ボレアル要素のアンモナイトの産出が知られていない。ボレアル要素のアンモナイトは、関東山地、有田地域と勝浦川盆地から産出し、大分県下ではみられない。ボレアル要素のアンモナイトが高緯度地域にみられることから、大分県下のバレミアン層は他の3地域のそれに比べて低緯度地域にあったものと思われる。これは、現在の県が他の3地域に比べて南に位置することと同様で、大分県下のバレミアン層には、北極からの海流が及ばなかったものと推定される。本地域にみられるように、ほぼ同時代の南北二つの地層中に含まれる二枚貝化石の種類に共通種が少ないという例は、物部川盆地(田代, 1985)のアプチアンに対比されている地層にも知られる。そこでは、北帯の日比原層(上葦生層)と南帯の萩野層に含まれるものにこの関係がみられ、それらの層に含まれる二枚貝は生息

Fig. 11. Paleogeographical cartoon depicting the relation between bio- and litho-facies of the Hanoura and Mamidani Formations. The above, (a) shows at the depositional time of the lower Hanoura and lower Mamidani Formations, and the below, (b) of the upper Hanoura and upper Mamidani Formations. 1 : Heteromorph ammonites, 2 : Smooth or weakly ornate ammonites, 3 : Ornate ammonites, 4 : Marine bivalves, 5 : Non-marine bivalves, 6 : Gastropoda, 7 : Current from the Arctic, 8 : Current from the Equator, 9 : the area being influenced by current from the Arctic, 10 : Alternating beds of sand and mud, 11 : Mud, 12 : Sand, 13 : Gravel, 14 : Inferred land.

域に相違（日比原層のものは沿岸性の環境，萩野層のものは遠浅の砂泥を思わせる環境）があることが示された。その上，南帯の萩野層から *Cucullaea* や *Scabrotrigonia* の産出することは，北帯の日比原層に含まれるものに比べて温暖な海域であったことを示す可能性が指摘されている。これも両層の堆積の場付近の海流の相違に原因するものと思われる。なお，岡田(1987 MS)によれば，日比原層は浅海陸棚で，萩野層はその沖合い斜面で堆積したものと解釈されている。従って，北帯の白亜系は北極および赤道からの海流の影響を，南帯のそれは赤道からの海流の影響を受けたものと考えられる。日本付近での海流の流路と産出化石の特徴から考えると，羽ノ浦層と狸谷層から産出した化石は両層の現在の水平距離より離れた位置（羽ノ浦層は大陸側，狸谷層は大陸からより離れた太平洋側）で生息していたと推定できる。狸谷層に含まれる貝類の一部は，おそらく赤道からの海流の影響

下にある陸から離れた海域にある島嶼部周辺で生息していたのであろう。

傍示層と中伊豆層は，ともに次の海進期の始まりを示す。この両層は，主として中粒砂岩から成り夾炭層を挟む共通性を持つ。中伊豆層の上部にはアルコズ質砂岩が卓越するので，後背地には花崗岩をはじめとする酸性火成岩類が露出していたものと考えられる。また，傍示層の砂岩にも石英・長石や酸性火成岩片が多く含まれることが示されている(NAKAI, 1971 ; 小川, 1971)ので，傍示層の後背地にも中伊豆層と同様の岩石が露出していたものと推定される。このことは，両層の堆積盆地が同一の岩石からなる後背地によりもたらされたことの可能性を示す。その上，傍示層を特徴づける三角貝が，化石の乏しい中伊豆層からもわずかに産することが報告(平山ほか, 1956)されているので，両層の堆積盆地は一連のものであったと思われる。

結 論

1. 勝浦川盆地の白亜系は、黒瀬川構造帯を特徴づける先白亜系を境にして、南北2帯に離れて分布する。それらは、岩相と生物相が互いに異なるもので、北帯の白亜系は下位より立川層、羽ノ浦層、傍示層、藤川層に、南帯のそれは下位より菖蒲層、狸谷層、中伊豆層に層序区分される。これらの各層は、互いに整合関係で接する。

2. 本地域の羽ノ浦層からバレミアン下部から中部とアプチアン上部の下部を示すアンモナイトが得られた。これにより、勝浦川盆地東側の羽ノ浦付近に分布する羽ノ浦層と勝浦川盆地西側の羽ノ浦層がともに同一累層の羽ノ浦層であることが示された。また、アンモナイトが藤川層と狸谷層からも産出した。これらのアンモナイトにより、北帯の羽ノ浦層はバレミアン下部からアプチアン上部の下部に、藤川層はアルビアン上部に対比される。従って、立川層はバレミアン下部以下(その下部はオーテリビアンに及ぶかも知れない)に、傍示層はアプチアン上部からアルビアン下部に対比される。一方、南帯の狸谷層はバレミアンからアプチアン下部に対比され、下位の菖蒲層はバレミアン以下(その下部はオーテリビアンに及ぶかも知れない)に、上部の中伊豆層はアプチアンに対比される。

3. 北帯の白亜系には二回、南帯のそれには一回の上方細粒化サイクルが認められる。北帯の白亜系の第一のサイクルは、非海成の立川層と非海成・海成の羽ノ浦層からなり、デルタとその周辺から内湾性の浅海域を示す海進相と解釈される。第二のサイクルは、傍示層と藤川層からなり、海浜周辺から急激な海進による沖合いの海域を示す。南帯の白亜系のサイクルは、粗粒相の菖蒲層と細粒相の狸谷層からなり、沿岸性の浅海域から急激な海進による沖合いの海域を示し、粗粒相から成る中伊豆層は、海浜とその周辺が推定され、次の海進の始まりを示すのだろう。

4. 北帯と南帯の白亜系の海進のパターンは類似し、産出する示準化石からみて時代的に調和する。さらに、北帯と南帯の岩相と生物相の相違は、浅海と沖合いの環境の相違に基づくとして解釈されるので、両地域が一連の堆積の場のなかにあり、堆積当時から接近した位置関係にあったと考えるのは合理的である。しかし、立川層と菖蒲層の礫岩層の構成礫種に相違があるので、堆積盆地の発生当初に南北両帯の堆積の場が離れた位置関係にあった可能性もある。

5. 当地域の白亜系の堆積盆地は、北帯の白亜系で示されるように西ないし北西からの堆積物の供給を受けて

南から東へ広がる陸側浅海域の要素と、南帯の白亜系で示されるように陸側から離れた沖合い側の要素を含む (Fig. 11)。

文 献

- CASEY, R., 1961: The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, **3**, 487-621.
- 福田英利, 1986: 和歌山県湯浅町付近の白亜系層序. 愛媛大学理地球卒論 (手記), 27p.
- 平山 健・田中啓策, 1956: 5万分の1地質図幅「海南」および同説明書. 地質調査所.
- ・山下 昇・須鎗和巳・中川衷三, 1956: 徳島県剣山図幅および同説明書. 徳島県, 1-52.
- 市川浩一郎・石井健一・中川衷三・須鎗和巳・山下 昇, 1956: 黒瀬川構造帯 (四国秩父帯の研究 III). 地質雑, **62**, 82-103.
- KOBAYASHI, T. and IWAYA, Y., 1941: On the imbricated structure of the Sakawa area in the province of Awa. *Proc. Imp. Acad.*, **17**, 110-115.
- MATSUKAWA, M., 1983: Stratigraphy and sedimentary environments of the Sanchu Cretaceous, Japan. *Mem. Ehime Univ.*, **D, 9**, 4, 1-50.
- 松沢 勲, 1931: 阿波国那賀川地方の層位と構造 (予報). 地質雑, **38**, 140-144.
- 中川衷三・須鎗和巳・市川浩一郎・石井健一・山下 昇, 1959: 黒瀬川構造帯周辺の地質. 徳島大学学芸紀要, 自然科学, **9**, 33-58.
- 中居 功, 1968: 徳島県勝浦川盆地の白亜系の層序一とくにアンモナイトに基づく時代論一. 地質雑, **74**, 279-293.
- NAKAI, I., 1971: Lower Cretaceous sandstone of the Katsuragawa valley, Shikoku. *Jour. Sci., Hiroshima Univ.*, **C, 6**, 2, 115-169.
- and MATSUMOTO, T., 1968: On some ammonites from the Fujikawa Formation of Shikoku. *Ibid.*, **C, 6**, 1, 1-15.
- 沼野恭一郎・中野光雄, 1965: 勝浦川盆地西部の下部白亜系について. 広島大学地学研報, **14**, 105-116.
- OBATA, I. and MATSUKAWA, M., 1984a: Cretaceous cephalopods from the Sanchu area, Japan. In OBATA, I., MATSUKAWA, M., TANAKA, K., KANAI, Y. and WATANABE, T., *Bull. Natn. Sci. Mus.*, **10**, 9-37.
- and ———, 1984b: A Barremian occurrence of an olcostephanid, a perisphinctacean ammonite, from the Choshi Group, Japan. *Ibid.*, **10**, 169-180.
- and ———, 1987: Some boreal or subboreal ammonites in the Japanese Barremian. *Neues Jahrb. Geol. Palaeont. Abh.*, **173** (in press).
- 小島郁生・松本達郎, 1977: 本邦下部白亜系の対比. 九州大学理研報, 地質, **12**, 3, 165-179.
- ・小川芳男, 1976: 白亜系有田層の化石層序. 国立科学博物館研報, **C, 2**, 93-110.
- 小川勇二郎, 1971: 徳島県勝浦川地域の地質—その層序と構造—. 地質雑, **77**, 617-634.

- 岡田忠晴, 1987: 高知県物部川中流域の白亜系の層序と堆積環境. 愛媛大理地球卒論 (手記), 40p.
- SHIMIZU, S., 1931: The marine Lower Cretaceous deposits of Japan, with special reference to the ammonites-bearing zones. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ., 2nd, ser., Geol.*, no. 15, 1-40.
- 須鎗和巳・石田啓祐, 1985: 鳥ノ巣層群の放散虫年代. 徳島大学教養紀要, **18**, 83-101.
- 田中 均, 1984: 大分県白亜系の層序. 白亜系の国際対比に関する研究会, 講演要旨集, 東大海洋研, 19-20.
- 田代正之, 1985: 四国秩父帯の白亜系一下部白亜系の横ずれ断層について一. 化石, no. 38, 23-35.
- , 1986: 西南日本白亜系の古地理. 同上, no. 41, 1-16.
- TASHIRO, M. and KOZAI, T., 1984: Bivalve fossils from the type Monobegawa Group. *Res. Rep., Kochi Univ.*, **32**, (Nat. Sci.), 259-293.
- 田代正之・松田誠司, 1985: 徳島県勝浦川流域南方の白亜系. 高知大学学術研報, **34**, 11-20.
- ・川路芳弘, 1985: 徳島県勝浦川南方の白亜系生名層 (新称) について. 同上, **34**, 55-60.
- 塚野善蔵, 1931: 勝浦川盆地の地質概報. 地球, **16**, 7-22.
- YABE, H., 1927: Cretaceous stratigraphy of the Japanese Islands. *Sci. Rep., Tohoku Imp. Univ., 2nd, ser., Geol.*, **11**, 27-100.
- YEHARA, S., 1924: On the Trigoniasandstone Group, in the Katsuuragawa basin containing Ryoseki plants. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **3**, 79-86.
- 江原眞吾, 1925: 阿波国勝浦郡羽ノ浦町付近のオルビトリナ石灰岩とイノセラムス層. 地球, **3**, 607-609.

(要 旨)

松川正樹・江藤史哉, 1987: 徳島県勝浦川盆地の下部白亜系の層序と堆積環境. 地質雑, **93**, 491-511.
(MATSUKAWA, M. and Ero, F., 1987: Stratigraphy and sedimentary environment of the Lower Cretaceous system in the Katsuuragawa Basin, Southwest Japan— Comparison of the two Cretaceous subbelts in the Chichibu Belt—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **93**, 491-511.)

勝浦川盆地の下部白亜系の岩相層序と生層序を記載し, 岩相と生物相の層序的・水平変化によりその堆積環境を推定した.

下部白亜系は先白亜系を挟んで北と南にはなれて分布し, それらの岩相と生物相は互いに異なる. 北帯の白亜系は4層, 南帯のそれは3層の累層に区分される. アンモナイトが南北両帯から産し, 北帯が下部バレミアンから上部アルビアンを, 南帯が下部アプチアンを含むことが示される. また, 北帯では二回, 南帯では一回の堆積サイクルが示され, それぞれ二回 of 海進期と一回の海退期が解釈される. 両帯の海進・海退のパターンは類似し, 時代的に調和する. 北帯と南帯の岩相と生物相の相違は浅海と沖合いの環境の相違に基づくものと解釈されるので, 両地域が一連の堆積の場のなかにあり, 堆積当時から接近した位置関係にあったと考えられる.

Explanation of Plates

Plate I

Molluscs from the Lower Cretaceous in the Katsuuragawa Basin showing the faunal comparison between the Hanoura Formation in the northern subbelt and the Mamidani Formation in the southern subbelt. 1-13 from the northern subbelt and 14-21 from the southern subbelt.

1. *Pthycomya densicostata* NAGAO. Rubber cast from right external mould, $\times 0.8$, Loc. 8022 in Tsukigatani.
2. *Pterinella shinoharai* HAYAMI. Left internal mould, $\times 0.4$, Loc. 8022 in Tsukigatani.
3. *Parvamussium kimurai* (HAYAMI). Clay cast from left internal mould, $\times 1.2$, Loc. 4052 in Nakagoya.
4. *Grammatodon* (*Nanonavis*) *yokoyamai* (YABE et NAGAO). Clay cast from right internal mould, $\times 1.2$, Loc. 8022 in Tsukigatani.
- 5,6. *Eomiodon sakawanus* (KOBAYASHI et SUZUKI). Clay cast from left (5) and right (6) internal mould, $\times 1.2$, Loc. 8281 in Ochiai.
7. *Isodomella shiroiensis* (YABE et NAGAO). Left (b) and right (a) valves, $\times 1.0$, Loc. 8281 in Ochiai.
8. *Pseudohaploceras japonicum* OBATA et MATSUKAWA. Lateral view, $\times 1.7$, Loc. 11021 in Sugichi.
9. *Barremites* (*Barremites*) *difficilis* (d'ORBIGNY). Lateral (a,c) and front (b) views, $\times 1.5$, Loc. 3234 in Sugichi.
10. *Crioceratites* (*Paracriocerates*) *asiaticum* (MATSUMOTO). Lateral view, $\times 1.0$, Loc. 4052 in Nakagoya.
11. *Acanthohoplites* sp. Lateral view, $\times 1.2$, Loc. 101 in Hiura.
12. *Olcostephanus* (*Neoastieria*) *cadoceroideus* (KARAKASCH). Lateral (a) and ventral (b) views, $\times 2.5$, Loc. 8022 in Tsukigatani.
13. *Shasticeratites nipponicum* MATSUMOTO. Lateral view, $\times 1.0$, Loc. 4052 in Nakagoya.
14. *Eomiodon sakawanus* (KOBAYASHI et SUZUKI). Clay cast from left valves, $\times 1.2$, Loc. 5176 in Mamidani.
15. *Cucullaea*? sp. Clay cast from left internal mould, $\times 1.0$, Loc. 5176 in Mamidani.
- 16, 17. *Brachidontes igenokiensis* TASHIRO et KOZAI. Left valves, $\times 2.0$, Loc. 5176 in Mamidani.
18. *Acanthohoplites* sp. Ventral (18a) and lateral (18b) views, $\times 1.5$, Loc. 5176 in Mamidani.
- 19, 20. *Chelonicerates* (*Chelonicerates*) sp. cf. *C. proteus* CASEY. Ventral (19a, 20) and lateral (19b) views, $\times 1.5$, Loc. 5176 in Mamidani.

Plate II

Lithological and structural comparison between the Hanoura and Mamidani Formations. 1-4,6 show slumping structure in the Mamidani Formation and 5 represents homoclinic structure with a gentle slope in the Hanoura Formation.

- 1, 3, 4. Kyuboudani valley, Aioi-town, Naka-county, Tokushima Prefecture.
 - 2, 6. Yoshigahira, Kamikatsu-town, Katsuura-county, Tokushima Prefecture.
 5. Ochiai, Kamikatsu-town, Katsuura-county, Tokushima Prefecture.
- The arrow mark in 4. shows the occurrence point of *Ostrea* sp.

1a

1b

2a

2b

3

4

5

6