

## 長崎県西彼杵半島, 漸新統七釜砂岩層に観察されるサンゴモ・ バイオストロームの堆積環境と堆積サイクルの周期性

小田 浩\*

Hiroshi ODA (1998) Sedimentary environment and periodicity of coralline algal biostromes in the Nanatsugama Sandstone, Nishisonogi Peninsula, Nagasaki Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 49 (7), p. 379-394, 13 figs., 1 table.

**Abstract:** Nanatsugama Sandstone of the Lower Oligocene Nishisonogi Group in western Kyushu (Nagasaki Prefecture) is divided into fifteen lithological cycles. The lower part is characterized by five cycles including conglomerate, densely bioturbated medium-grained sandstone and hummocky cross-stratified (HCS) sandstone and trough cross-stratified (TCS) sandstone in ascending order. The middle part is characterized by three cycles composed of densely bioturbated medium-grained sandstone, HCS sandstone and debris flow deposit in ascending order. The uppermost part of Nanatsugama Sandstone is composed of seven cycles of shoaling-upward sequences obtaining structureless medium-grained sandstone, HCS sandstone and rhodolith-bearing sandstone in ascending order. All these sedimentary cycles in the study area indicate shoaling-upward shelf system from inner shelf to upper shoreface through lower shoreface. Based on the magnetostratigraphic data, the periodicity of each cycle is calculated as about 50 to 170 ky. These high-frequency sedimentary cycles are most likely ascribed to have been formed under a major control of eustasy.

### 要 旨

長崎県西海町に分布する下部漸新統七釜砂岩層は岩相によって10区分され, 少なくとも15回の堆積サイクルが認められる。七釜砂岩層の下部は礫岩層に始まり, 激しく生物擾乱を受けた中粒砂岩層, ハンモック状斜交層理(HCS)砂岩層, トラフ状斜交層理砂岩層へと, 内側陸棚相から上部外浜相への上方浅海化サイクルが5回観察される。同層中部は激しく生物擾乱を受けた中粒砂岩層から, HCS砂岩層, 土石流堆積物へと至る, 内側陸棚相から下部外浜相への上方浅海化サイクルが3回観察される。七釜砂岩層最上部では無層理中粒砂岩層, HCS砂岩層, 含石灰藻球砂岩層から構成される, 内側陸棚から下部外浜を経て上部外浜へと至る上方浅海化サイクルが7回観察される。古地磁気層序に基づいて推定した七釜砂岩層で観察されるサイクルは, 5万年から17万年オーダーの海水準変動によって形成されたものであると指摘することができる。

### 1. はじめに

現世および地質時代における炭酸塩堆積物の堆積学的検討は, 熱帯域と同様に温帯域でも炭素循環モデルの形成や化石燃料の探査のために意義がある。最近ではシーケンス層序学の成果によって, 熱帯域の炭酸塩陸棚の発達に対する地域的なあるいはグローバルな海水準変動の寄与が明らかになった。しかし温帯域の炭酸塩陸棚に関しては, グローバルな対比が確立されておらず, 炭酸塩堆積物を生産する堆積環境の形成要因とその周期性が十分には明らかになっていない。

北部九州地域では筑豊炭田, 佐世保炭田などの古第三系から新第三系の陸成層が広く分布している。これらは挟炭層を数多く含み, サイクロセムと呼ばれる堆積サイクルが見出されている。一方, 長崎県西彼杵半島には, これらの挟炭層と同時代の浅海成層が分布している。これらの中には炭酸塩堆積物を伴う堆積物も知られている(井上, 1964)。これらの堆積物とグローバルな海水準変動との関係が明らかになれば, 同時異相をなしている陸域のサイクロセムと海水準変動との関係もより明確に

\*資源エネルギー地質部(Mineral and Fuel Resources Department, GSJ)(石油公団石油開発技術センター出向中)

Key words: rhodolith, coralline algal biostrome, sea-level change, magnetostratigraphy, Nishisonogi Peninsula, Early Oligocene

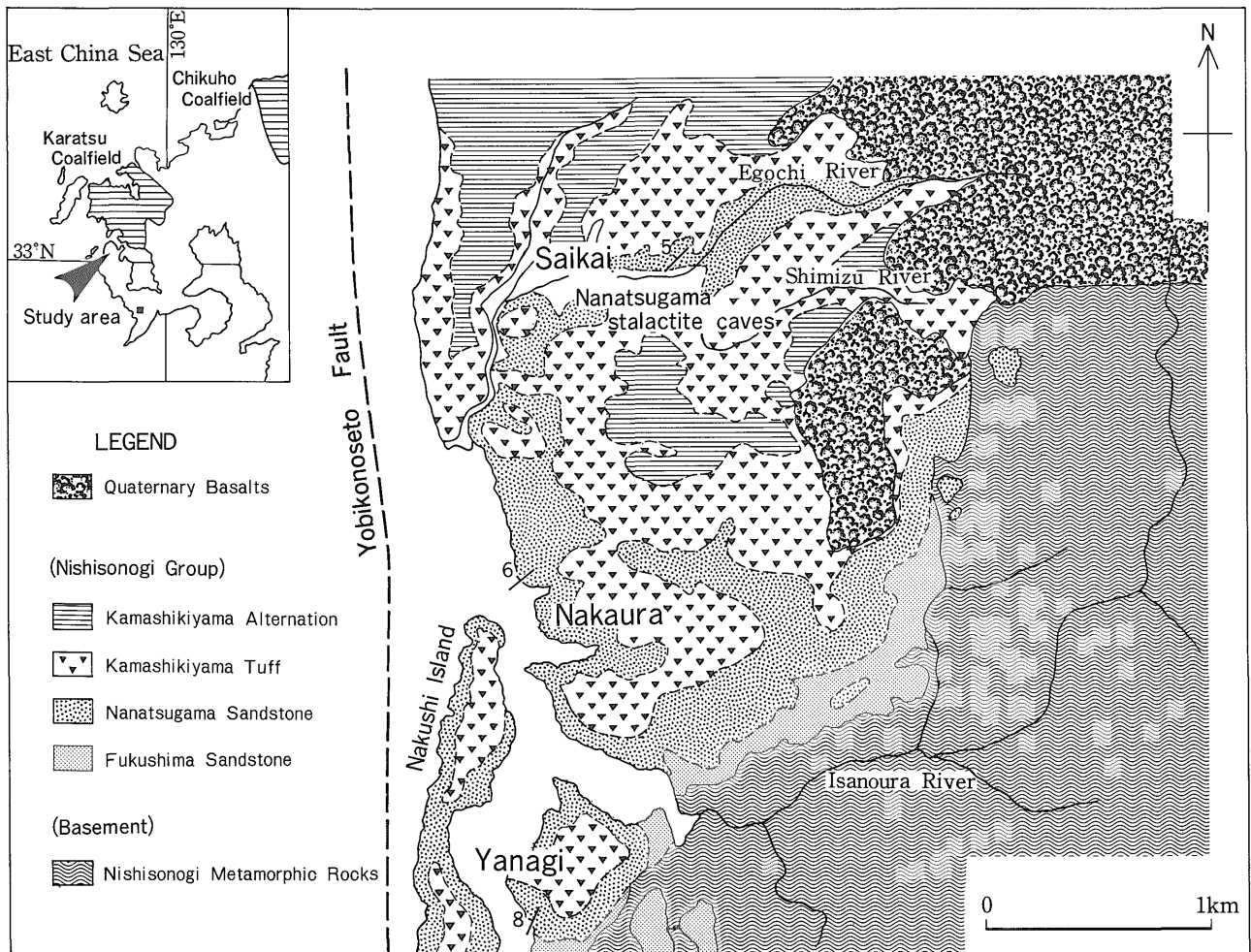
なることが期待される。本研究では、特に西彼杵半島に分布する西彼杵層群の中で、炭酸塩堆積物を豊富に含む七釜砂岩層を対象に研究を行った。本文では七釜砂岩層に観察されるサンゴモ・バイオストロームの堆積環境と堆積サイクルの周期性に関して議論した。

調査地域は長崎県西彼杵半島の北西部、西海町に位置し、西彼杵炭田地域の東部つまり崎戸・松島炭田と高島炭田の間に分布する。西彼杵半島地域では、砂岩類が卓越する浅海成の古第三系漸新統西彼杵層群の下位から福島砂岩層・七釜砂岩層・釜敷山凝灰岩層・釜敷山互層が分布する(第1図)。これは芦屋動物群の二枚貝化石の産出によって、北部九州に分布する北九州地域の遠賀層群・芦屋層群や佐世保・唐津地域の杵島層群に層序対比されている(野田・朱雀, 1955)。宮地・酒井(1991)は、西彼杵層群最下部に挟まれる凝灰岩層のフィッシュン・トラック年代(37.9±3.5Ma)から、本層群の年代を前期漸新世としている。時代論はまだ確定したとは言えないが、二枚貝化石(水野, 1962, 1992)およびナノプランクトン化石(Okada, 1992)の報告とも併せて、西彼杵

層群は漸新世最前期から漸新世前期とされる(第2図)。

また調査地域では石灰藻球をはじめ、石灰藻化石が多産する。石灰藻類は藍藻類、紅藻類、緑藻類の一群で、細胞の内部または外部に生体鉱物として炭酸塩鉱物(方解石、アラレ石など)を沈着させるものの総称である。したがって石灰藻とは生物学的な分類群ではない。本研究ではその一群の紅藻類カクレイト目サンゴモ科の *Lithothamnion* や *Lithophyllum* などが対象になる。これらが細胞壁に高 Mg 方解石を沈着させて石灰化し、貝殻や礫を核にして球状に成長したものが石灰藻球(rhodolith; 第3図)である。サンゴモ類はジュラ紀後期に発生し(Wray, 1976)、現世の浅海底にも広範に棲息している。石灰藻球の産状、形態、成長様式、生物構成、炭酸塩鉱物の結晶度は古環境指標として有効である。Ishijima(1956, 1979)はサンゴモ属の記載、鎌田(1986)は七釜砂岩層の地形を記載している。

本研究では漸新統七釜砂岩層の岩相を記載し、砂岩試料の残留磁化方位を測定した。これらのデータに基づいて含石灰藻球砂岩層の形成年代を明らかにした。温帯域



第1図 西彼杵半島北西部の地質図。井上(1964)改変。

Fig. 1. Geological map of the northwestern part of the Nishisonogi Peninsula, modified after Inoue (1964).

Gr.	Member	mollusca Mizuno (1962)	nannofossil Okada (1992)	fission track Myrachi & Sakai(1991)	
Nishisonogi Group	Kamashikiyama Tuff	Nishisonogi Stage	CP16c ~CP16b		Early Oligocene (Rupelian)
	Nanatsugama Sandstone				
	Fukushima Sandstone				
	Itanoura Sandstone	Maze Stage	CP16a	37.8±4.0 Ma 37.9±3.5 Ma	

第2図 西彼杵半島の第三系層序 (井上, 1964; 服部ほか, 1993).

Fig. 2. Stratigraphy of the Tertiary in the Nishisonogi Peninsula after Inoue (1964) and Hattori *et al.* (1993).

における炭酸塩陸棚と砂岩-石灰岩サイクロセムの形成モデルの確立に寄与すると考えられる。

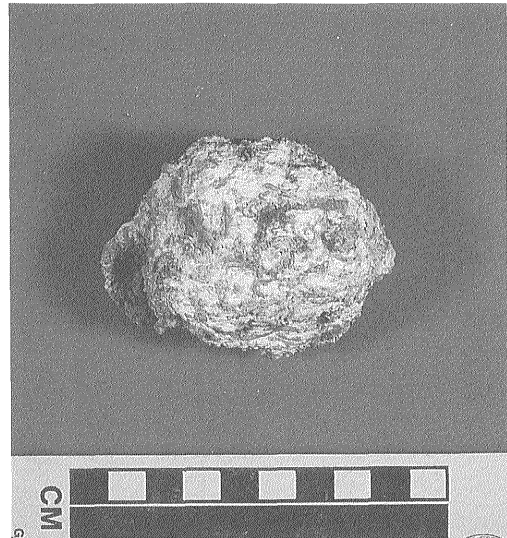
## 2. 地質概略

西彼杵半島地域の東半部は主として、第三紀以前のマイロナイト性の大瀬戸花崗閃緑岩、西彼杵変成岩類、古第三系・新第三系の堆積岩類と中新統の火山岩類、第四系の堆積物と玄武岩溶岩とから構成されている (服部ほか, 1993)。古第三系は陸域では、西彼杵半島北西部、大島と崎戸島などの小島に狭い範囲で分布するのみである。これらは2層群に区分され、それぞれ上部始新統から最下部漸新統の挟炭層を数枚挟む松島層群と、下部漸新統西彼杵層群である。

西彼杵層群の層厚は1,000m以上で、浅海底で堆積した砂岩層と泥岩層、酸性凝灰岩層を含んでいる。本層群は松島層群上に不整合に重なり、西彼杵半島西部では基盤の西彼杵変成岩類または大瀬戸花崗閃緑岩を不整合に被覆している (第1図)。井上 (1964) は西彼杵層群を岩層により6部層に区分した。調査地域では下位より福島砂岩層、七釜砂岩層、釜敷山凝灰岩層、釜敷山互層の4部層が露出する (第1図)。西彼杵層群からは石灰藻、二枚貝やコケムシなどの動物化石が多産する。

## 3. 岩相の記載

調査地域での七釜砂岩層の陸上露出は極めて限られている。そこで3つのセクションで柱状図を作成し、柳海岸を柳セクション、中浦海岸を中浦セクション、長崎西海楽園と七釜鍾乳洞周辺を西海セクションとした (第1図)。柳セクションの露頭では下位の福島砂岩層との境界が観察されるため、七釜砂岩層最下部を含んでいる。また柳セクションと中浦セクションの間には明らかに地



第3図 七釜砂岩層 (西海セクション) の石灰藻球。調査地域においては、石灰藻球の形態は球状から皿状までである。内部構造は層状かつ同心円状。石灰藻球の表面では serpulid worm も観察される。

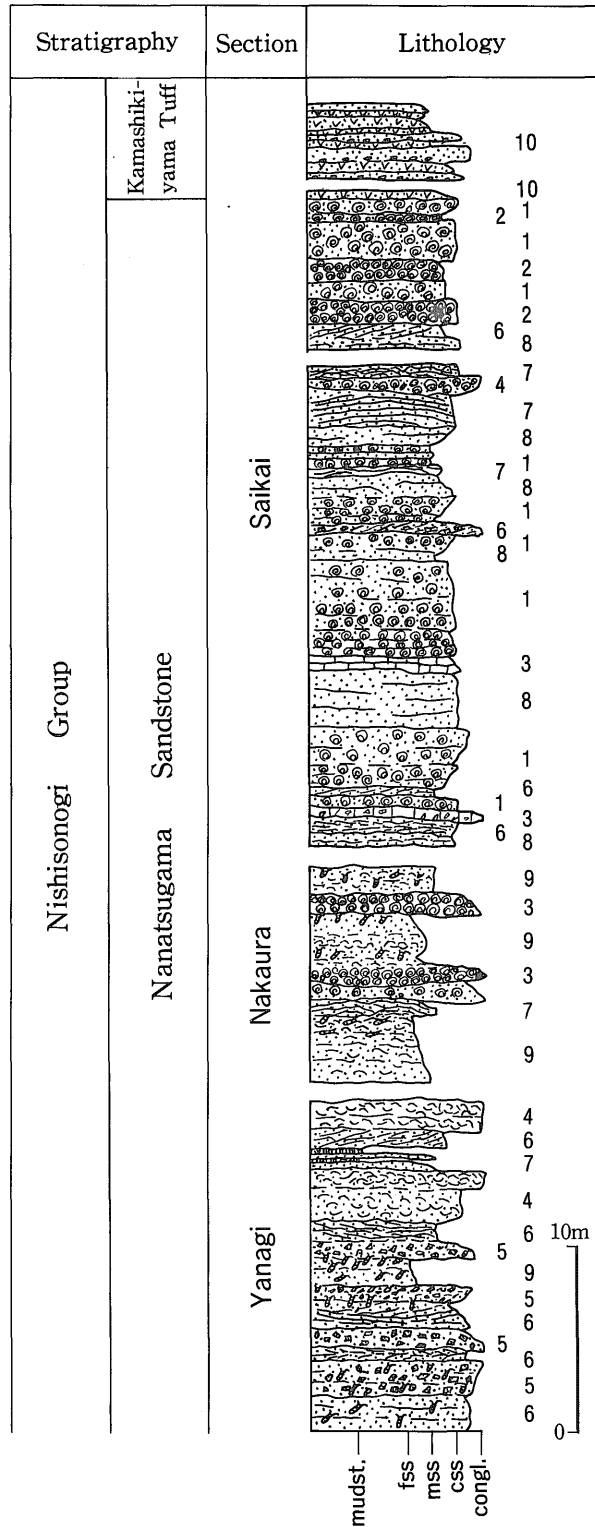
Fig. 3. Rhodolith samples from Nanatsugama Sandstone in Saikai Section. The morphology is spheroidal or discoidal in study area. Their internal structure is laminar and concentric. Some serpulid worms are observed on the surface of the rhodolith.

層の欠如があるが、図学的な検討により、下位から順に柳セクション、中浦セクション、西海セクションとなる。柳セクションは七釜砂岩層の最下部、西海セクションは同層最上部をそれぞれ含んでいるため、3地点で作成した柱状図により七釜砂岩層の下部、中部、上部を代表させた (第4図)。

野外観察に基づき七釜砂岩層は10の岩相に区分される (第5図)。それぞれ散在型含石灰藻球砂岩層 (Sparse RBS)、密集型含石灰藻球砂岩層 (Abundant RBS)、石灰藻石灰岩 (Algal debris LS)、化石密集層 (Shell bed)、礫岩層 (Conglomerate)、トラフ状斜交層理砂岩層 (TCS SS)、ハンモック状斜交層理砂岩層 (HCS SS)、無層理砂岩層 (Structureless SS)、生物擾乱砂岩層 (Bioturbated SS)、凝灰質砂岩/礫岩層 (Tuffaceous SS) である。特に本研究では岩相1と岩相2の含石灰藻球砂岩層を、本地域では初めてサンゴモ・バイオストロームとして認定した (第6A, 6B図)。

岩相1: 散在型含石灰藻球砂岩層 (第6C図) および  
岩相2: 密集型含石灰藻球砂岩層 (第6D図)

岩相1の散在型含石灰藻球砂岩層 (第6C図) は層厚約0.8mから3.5mで分布し、直径5cmから9cmの大型の石灰藻球 (rhodolith) を含むことが特徴的である。層厚5cmから18cmの含石灰藻球砂岩層の間に層厚約3cmの石灰質の中粒砂岩層が挟まれて互層を形成



第4図 七釜砂岩層の地質柱状図。柱状図に添付した数字は第5図に示した岩相区分。

Fig. 4. Columnar section of Nanatsugama Sandstone. Numbers along columns indicate the lithofacies (see Fig. 5).

している。これらの互層が数組重なって分散型の含石灰藻球砂岩層ユニットを形成する。青みがかった中粒から粗粒の砂岩基質が石灰藻球を支持している。またこの岩相には斜交層理などの堆積構造は認められない。

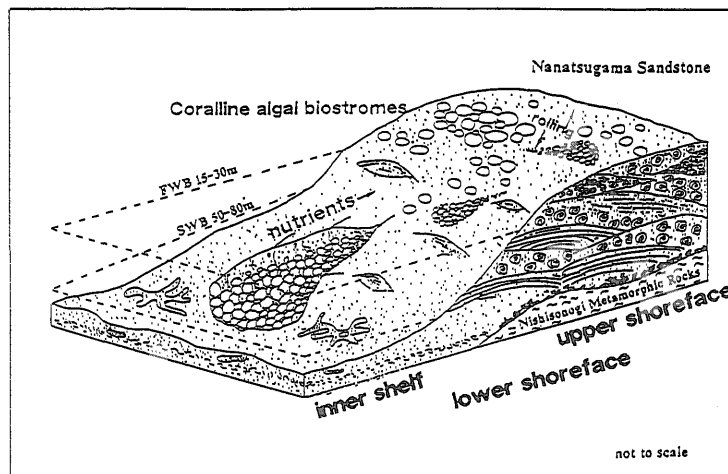
岩相2の密集型含石灰藻球砂岩層(第6D図)は、大

部分が小型の石灰藻球で支持されている石灰質砂岩層で構成され、層厚は0.5mから1.5mである。砂岩基質は大量の生物源碎屑物と陸源碎屑物から構成される。石灰藻球が密集する砂岩層の層厚は4cmから24cmで、層厚3cmから5cmの石灰質砂岩層と互層している。こ

(A)

Lithofacies	Column	Lithology	Sedimentary structures	Interpretation
1		Sparse RBS	RBS/medium ss, matrix support	upper shoreface
2		Abundant RBS	RBS/medium ss, grain support	upper shoreface
3		Algal debris LS	erosion surface, matrix support	sediment gravity flow
4		Shell bed	Qtz and schist lithoclasts	sediment gravity flow
5		Conglomerate	grading, matrix support	sediment gravity flow
6		TCS SS	low-angled TCS	upper shoreface
7		HCS SS	amalgamated HCS, deformed	lower shoreface
8		Structureless SS	crude bedding	lower shoreface
9		Bioturbated SS	grading, current ripples	inner shelf
10		Tuffaceous SS	tuff/ss, graded bedding	inner shelf

(B)



第5図 (A)岩相区分, 堆積構造と堆積環境の一覧。(B)七釜砂岩層におけるサンゴモ・バイオストロームの堆積環境モデル図。サンゴモ・バイオストロームは上部外浜環境で, 水流や波浪の影響, またこれらに酸素と栄養塩を供給されて形成されたと考えられる。石灰藻球は掃き寄せられることも, 堆積物重力流によって陸棚まで運搬されることもある。  
Fig. 5. (A) Summary of lithofacies descriptions including lithology, sedimentary structures and interpretations. (B) Sedimentary model of coralline algal biostromes of the Nanatsugama Sandstone. Coralline algal biostromes were formed in upper shoreface environment, affected by current and wave action which probably provides oxygen and nutrients. Occasionally rhodoliths were winnowed and transported by sediment gravity flows to the deeper shelf.

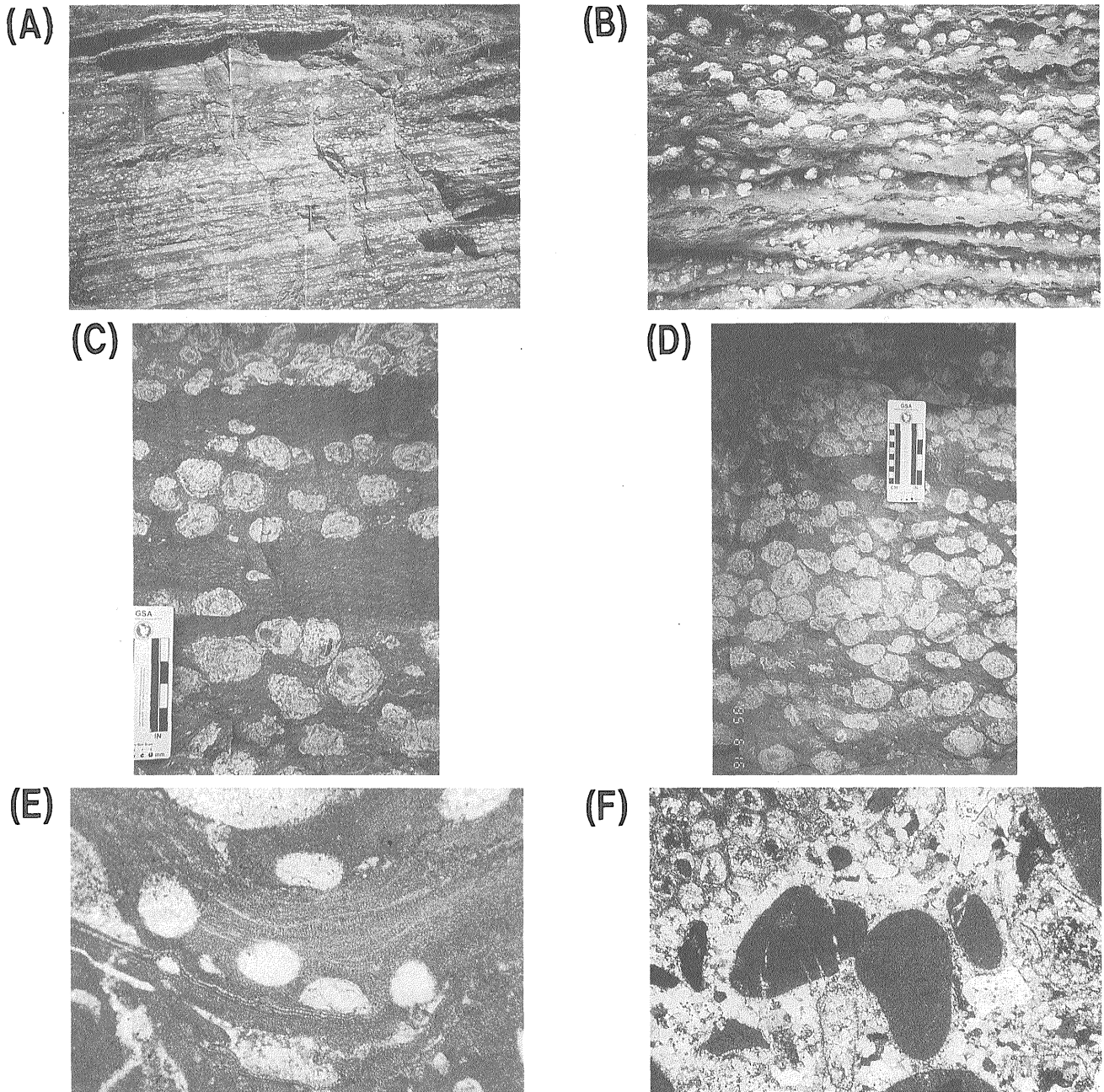
これらの互層が数組重なって密集型の含石灰藻球砂岩層ユニットを構成する。各ユニットの下部境界は明瞭ではあるが, 浸食面ではない。岩相2で観察される石灰藻球は直径3 cm から5 cm で, 表面が磨耗された物はほとんどない。しかし破片化した物が多い。これらの石灰藻球は岩相1のものよりも良く淘汰されている。

岩相1と岩相2で観察される石灰藻球は, 数種類のサンゴモ石灰紅藻から構成されている。主要な構成属は *Lithothamnion nodai* と *Lithothamnion* sp. で, まれに *Lithophyllum* sp., *Archaeolithothamnium lugeoni*, *Lithoporella* sp., *Peyssonelia* sp., *Lithophyllum* sp. (井龍康文, 1994私信; Ishijima, 1979) を含むことがある。石灰藻球の内部構造は片岩礫や二枚貝の殻などを核として, 同心円上に細かく重なる層状の成長パターンを持つ。これらの層間には孢子囊の痕跡が認められ, ブロック状のスパライト・セメントで充填されている (第6 E 図)。またサンゴモの成長速度は0.1mm/y程度 (Adey and McKibbin, 1970)なので, 直径3 cm から8 cm

の石灰藻球が形成されるまで300年から800年かかることが推定される。

生物源碎屑物は石灰藻球の核として, あるいは石灰藻球の層内に取り込まれていることがしばしばある。主な構成成分はサンゴモの破片, 石灰藻ペロイド, コケムシ, serpulid tube worm, 底棲有孔虫, ウニの棘などである (第6 F 図)。また井上 (1964) でも記載されているように *Ostrea lunaeformis*, *Ostrea* sp., *Glycymeris* sp., *Lima nagaoi*, *Acila ashियाensis*, *Venericardia* sp. などの二枚貝, *Turritella infralirata* などの巻貝, *Dentalium*, 腕足類や貝形虫も観察される。七釜砂岩層においてはサンゴモとコケムシが圧倒的に多く含まれ, 造礁サンゴは全く産出しない。

含石灰藻球砂岩層で観察されるセメントの組織は, 主としてブロック状スパライトと重複成長セメントの2種類である。ブロック状スパライトは粒子間セメントとして分布する。鏡下観察では含石灰藻球砂岩の20%から40%を占める。方解石の結晶は長さ0.3mm から4 mm



第6図 (A) 散在型 (岩相1) および密集型 (岩相2) 含石灰藻球砂岩層 (西海セクション)。岩相1と岩相2の互層が観察される。(B) 含石灰藻球砂岩層(A)の拡大写真。岩相1と岩相2の互層が観察される。(C) 散在型含石灰藻球砂岩層 (岩相1; 西海セクション)。大型の石灰藻球が多く含まれている。(D) 密集型含石灰藻球砂岩層 (岩相2; 西海セクション)。小型の石灰藻球は接触し合い、破片化したものもある。粒子間の砂岩基質はスパライト・セメントで充填されている。(E) 散在型含石灰藻球砂岩層 (岩相1; 西海セクション)の顕微鏡写真。構成粒子は主としてサンゴモ、コケムシ、石英や斜長石である。ブロック状スパライトが砂岩基質の粒子間隙を充填し、ミクライトを欠く。直交ニコル。写真は幅が2 mm。(F) 西海セクションで採集した石灰藻球の顕微鏡写真。層状の内部構造を示している。層の中に観察される孔隙はサンゴモの孢子囊で、現在はブロック状スパライトと少量のミクライトで充填されている。直交ニコル。写真は幅が2 mm。

Fig. 6. (A) Rhodolith-bearing sandstone in Saikai Section. Alternation of Lithofacies 1 and 2 is observed. (B) Zoom up of the rhodolith-bearing sandstone. (C) Sparse rhodolith-bearing sandstone (Lithofacies 1) alternating with medium sandstone in Saikai Section. Large rhodoliths are floating in the bluish medium-to-coarse-grained sand matrix. Some rhodoliths were bored by some benthic fauna. (D) Abundant rhodolith-bearing sandstone (Lithofacies 2) alternating with medium sandstone in Saikai Section. Small rhodoliths contact with grain to grain and they are partly fragmented. Intragrain of the sandstone is always cemented by sparite cement. (E) Thin-section photomicrograph of Lithofacies 1 in Saikai Section. Grains mainly consist of coralline algae, bryozoan, quartz and plagioclase. Blocky sparite cemented intragrain of the sandstone. Micrite is almost absent. Nicols crossed. For scale, width of photo is 2 mm. (F) Thin-section photomicrograph of rhodolith which shows laminar structure in Saikai Section. Pores in the layers were originated from algal conceptacles and filled with blocky sparite and small amount of micrite. Nicols crossed. For scale, width of photo is 2 mm.

で、光学的には無色透明である。結晶同士の境界は鋭く直線的で、ややカーブすることもあり、顕著なモザイク状構造を示す。小さな孔隙ほど細粒のスパライト結晶が、大きな孔隙ほど粗粒の結晶が充填している。石灰藻球の内部の空隙にもセメントされた堆積物が観察される。重複成長セメントは光学的には取り囲む粒子の結晶方位と連続体を成して成長している。しばしばウニの棘など単結晶の周囲に発達している。

含石灰藻球砂岩層に含まれる陸源碎屑物は、砂サイズの粒子全体の40%から60%を占める。構成鉱物としては石英・白雲母・黒雲母・緑泥石・斜長石・海緑石が同定される。粒子は角張っているものから円磨されたものまで様々である。粒径は粗粒から中粒砂で、シルトや泥サイズの粒子は含まれない。含石灰藻球砂岩層の基質は、中央粒径が $1.08\phi$ から $2.17\phi$ 、平均粒径が $1.09\phi$ から $2.14\phi$ である(小田, 未公表資料)。

#### 岩相3：石灰藻石灰岩 (第7 A, 7 B 図)

この岩相は、西海セクションでは石灰藻球を多量に含む礫支持の無構造礫岩層(第7 A 図)で、層厚は約80cmである。礫は石灰藻球、石灰藻の破片と西彼杵変成岩類に由来する片岩礫で、大部分が小礫から中礫のサイズである。基質は生物源碎屑物とミクライトが主成分である。

中浦セクションではこの岩相は大型の石灰藻球を極めて多量に含み、層厚は0.6mから1mである。チャンネル構造を持つものも観察される(第7 B 図)。基質は淘汰の悪い粗粒砂で生物源碎屑物に富んでいる。この石灰岩は全体的に、主として石灰藻球が支持する礫岩から、やや生物擾乱を受けた平行層理を持つ青みがかった細粒砂岩層へと上方細粒化を呈する。

#### 岩相4：化石密集層 (第7 C 図)

柳セクションでは層厚約1mの *Glycymeris* 化石密集層が分布する。これは淘汰の悪い粗粒砂の基質を持ち、貝殻は成長時の姿勢を保存していない。また貝殻の分布密度は上方に増加する。

西海セクションでは層厚約1mの *Ostrea* 化石密集層が分布する(第7 C 図)。この基質は粗粒砂で、基底には石灰藻球を含むことがある。化石は成長時の姿勢を保持していないので異地性の生物群集と判断される。化石密集層は片岩礫と石英礫から成る層厚10cm以下の礫岩層へと漸移するため、この岩相は側方には追跡できない。

#### 岩相5：礫岩層

この岩相は中礫サイズの片岩礫と花崗閃緑岩の岩片を含み、層厚は0.6mから1mである。礫は円磨されておらず、逆級化層理を呈する中粒砂を基質としている。最下部は激しく生物擾乱を受けている。礫岩層上部も層理

面に平行な生物の這い痕が密集している。

#### 岩相6：トラフ状斜交層理(TCS)砂岩層 (第7 D 図)

この岩相はTCSが発達する中粒から粗粒砂岩層で、ハンモック状斜交層理砂岩層(岩相7)の上位にある。泥質成分は選択的に洗い流されている。

柳セクションでは、層厚20cmから30cmの不明瞭なトラフ状斜交層理を持つ粗粒砂岩層が特徴的である。基底は浸食面を伴う。

西海セクションではこの岩相は低角の斜交層理砂岩層で、石英を主とするアルコース質の砂とよく円磨された石灰藻の破片など生物源碎屑物の混合相として、層厚50cmから70cmで分布する(第7 D 図)。石灰藻球や岩片は斜交層理の底部に濃集することもある。これらの斜交層理は南から北への古流向を示す。

#### 岩相7：ハンモック状斜交層理(HCS)砂岩層 (第7 E 図)

この岩相はHCSを伴う中粒から細粒砂岩層と泥岩層の互層から構成される。

柳セクションでは、この岩相は中粒から細粒砂岩層と泥岩層の互層で特徴づけられる。これらの砂岩層と泥岩層の層厚はそれぞれ約5cmである。

中浦セクションでは、HCSは少量の石灰藻球と多量の生物源碎屑物を含んでいる。HCSの層厚は約50cmで、基底は浸食面を伴って生物擾乱砂岩層(岩相9)を被覆している。また、渦巻状構造や焰状構造のような脱水構造がしばしば観察される。

西海セクションでは、この岩相は癒着したHCSを呈するアルコース質の中粒砂岩層からなり(第7 E 図)、上方細粒化構造が特徴的である。層厚は0.6mから2mである。この砂岩層は青みがかった色を呈し、石灰藻球や生物源碎屑物を含んでいる。

#### 岩相8：無層理砂岩層

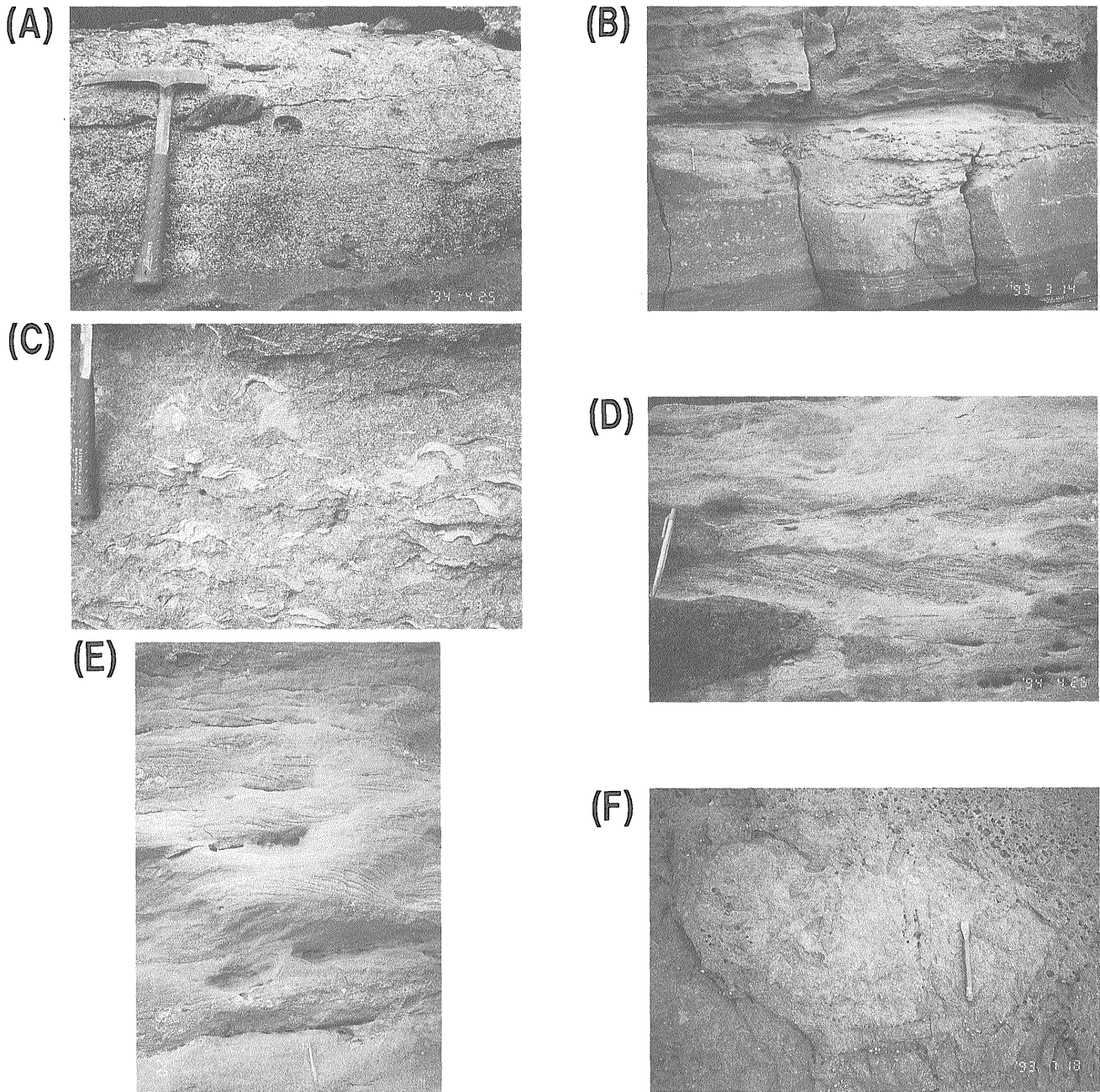
無層理砂岩層は斜交層理などの堆積構造が観察されない。層厚は1mから3mである。青みがかった中粒砂岩層で、小型の石灰藻球、生物源碎屑物と西彼杵変成岩類の岩片を多量に含んでいる。

#### 岩相9：生物擾乱砂岩層 (第7 F 図)

この岩相は激しい生物擾乱を受けた中粒ないし細粒砂岩層からなる。

柳セクションでは層厚0.5mから2mで分布し、層理面に垂直な巣穴生痕が密集している。砂岩の主な構成粒子は石英である。

中浦セクションでは中粒から細粒砂岩層に、層理面に平行なウニの這い痕が密集している(第7 F 図)。層厚は約3.5mで、上方細粒化している。凸状に堆積した



第7図 (A)石灰藻石灰岩(岩相3; 西海セクション)。中礫から大礫サイズの結晶片岩の岩片や石英粒子が石灰質砂岩基質に支持されている。基質は石灰藻デブリやコケムシを含む粗粒の生物源碎屑物が多い。低角の斜交層理砂岩層(岩相8)を浸食面をもって被覆する。(B)下位から生物擾乱砂岩層(岩相9)、チャンネルを充填した含石灰藻球砂岩層(岩相3)、土石流による含石灰藻球砂岩層(岩相3)とHCS砂岩層(岩相7)の露頭(中浦セクション)。(C)化石床堆積物(岩相4; 西海セクション)。大部分の貝殻は成長時の姿勢とは異なり、部分的に壊れている。基質は生物源碎屑物を含む粗粒砂である。(D)TCS砂岩層(岩相6; 西海セクション)。古流向はほぼ南北方向。(E)HCS砂岩層(岩相7; 西海セクション)の露頭:HCSは癒着している。(F)生物擾乱砂岩層(岩相9; 中浦セクション)。巣穴は幅約1 cmで層理面に平行である。

Fig. 7. (A) Algal debris limestone (Lithofacies 3) in Saikai Section. Pebble to cobble size grains are floating in the calcareous sand matrix. Grains are composed of lithoclasts of the crystalline schists and quartz. Matrix contains coarse-grained bioclasts including dominantly algal debris and bryozoans. This limestone overlies the low-angled cross bedded sandstone (Lithofacies 8) with an erosional surface. (B) Outcrop in Nakaura Section including bioturbated sandstone (Lithofacies 9), channel lag rhodolith-bearing sandstone (Lithofacies 3), debris flow rhodolith-bearing sandstone (Lithofacies 3) and HCS sandstone (Lithofacies 7) in descending order. (C) Shell bed (Lithofacies 4) composed of Glycymeris in Saikai Section: Most of the shells are not in growth position and partly fragmented. Matrix is coarse-grained sand with bioclasts. (D) TCS sandstone (Lithofacies 6) in Saikai Section. Paleocurrent indicates approximately north-to-south trend. (E) HCS sandstone (Lithofacies 7) in Saikai Section. HCS beds are amalgamated. (F) Bioturbated sandstone (Lithofacies 9) in Nakaura Section. Burrows are about 1 cm in width and parallel to the bedding plane.



*Glycymeris* 化石を多産する。

#### 岩相10：凝灰質砂岩／礫岩層

層厚約70cmで緑色を呈する凝灰質砂岩／礫岩層に層厚約3mmの明灰色から白色の火山灰層が挟在する。底部に観察される礫岩は角礫状から円磨された小礫サイズの片岩礫、黒雲母片、白雲母片、緑泥石や海緑石、石灰藻球、*Lima* や *Glycymeris* などの大型の海棲二枚貝化石を多量に含む。二枚貝化石は層面に平行に分布している。含石灰藻球砂岩層の最上部から漸移する底部の基質支持の礫岩層、無構造の粗粒から中粒の砂岩層、上部の層厚3mmから5mmの薄い酸性火山灰層を挟在する凝灰質の細粒砂岩層へと変化し、これらは全体的に上方細粒化を呈する。

### 4. 堆積環境

七釜砂岩層で認められる10の岩相から、サンゴモ・バイオストローム、上部外浜相、下部外浜相、内側陸棚相、重力流堆積物の堆積環境が想定される(第4, 5図)。

サンゴモ・バイオストローム：岩相1, 岩相2(第6A, 6B図)

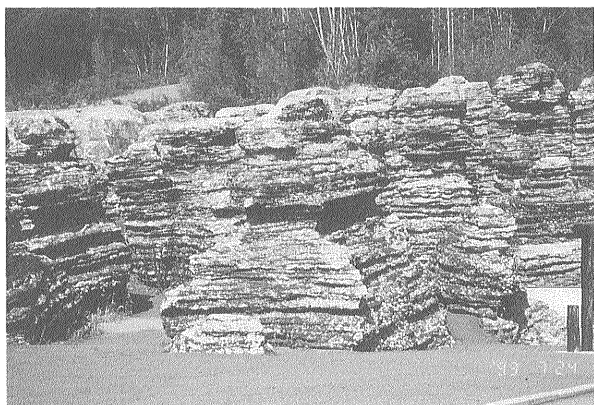
岩相1と岩相2の含石灰藻球砂岩層に含まれる石灰藻球の内部で孢子囊の痕跡も多数観察されること、大型の石灰藻球が多産し表面が磨滅していないことから、岩相1と岩相2の堆積環境は石灰藻球の生産領域であったと推定される。Bosellini and Ginsburg (1971) などによると、石灰藻球の形態や内部構造、構成する生物の種類から、浅海底の水のエネルギー状態、海水温、水深などの古環境情報を読み取ることができる。調査地域の石灰藻球は直径5cmから9cmの楕円球体を呈し層状の内部構造を持つことから、水のエネルギー状態の高い環境で団塊状の石灰藻が海底に沿って回転しながら形成されたと考えられる。したがって水の流れは、直径5cmから9cmに及ぶ大型の石灰藻球を定期的に動かすのに十分なほどの強さと頻度で生じていたことを示唆する。またトラフ状斜交層理などの堆積構造の存在と、Passegga and Byramjee (1969) のC-M Diagram上の砂岩基質の粒径分布も同様に高エネルギー環境を示す(小田, 未公表資料)。したがって、これらの堆積物はトラフ状斜交層理などの堆積構造を持つことも考慮すると、上部外浜相で形成されたと考えられる。岩相1(散在型含石灰藻球砂岩層)は静穏時波浪限界より浅い浅海底で、激しく波に曝されるサンド・ウェーブあるいは潮汐バーとして堆積したと考えられる(第5図)。この環境では海岸線に沿って発達する長周期のバーが移動しながら発達する。砂岩基質はおそらく、炭酸塩を含むサンド・シートとして定常的な波浪や水流の影響のもとで堆積したために、

泥質成分はほとんど取り除かれたのであろう。これらの水流、例えば潮流や湧昇流が酸素やCa<sup>2+</sup>イオンなどの栄養塩を石灰藻球の形成場に供給し、石灰藻球の形成・集積が卓越したと考えられる。岩相2(密集型含石灰藻球砂岩層)は含まれる石灰藻球が岩相1よりも小さい物や破片化した物も多いので、岩相2は岩相1よりも高い水のエネルギー状態の環境下で堆積したと考えられる(第5図)。

岩相1と岩相2はともに現生石灰藻球の形成環境に近い外浜相の産状を示し、石灰藻球の生産領域であったと推定される。またサンゴモ類とコケムシが卓越し造礁サンゴを含まない生物相(第6F図)は、Schlanger and Konishi (1975)の「コケムシ-サンゴモ群集」に対応し、温帯性炭酸塩堆積物の特徴を示している(Nelson, 1988)。これは棚井(1991)による北西部九州地域の古植物学的検討からも支持される。石灰藻球の生産領域では大型の石灰藻球が大量に繁茂し、陸源碎屑物が堆積した浅海底にrhodolith pavement (Bosence and Pedley, 1982)が形成されたことが推定される。石灰藻球の産状が散在型から密集型へ変化するのは、水深が浅くなったことが原因だと考えられる。サンゴモ類から構成される石灰藻球を主体としたこれらの堆積物は、サンゴモ・バイオストロームと呼ぶことができる。

七釜砂岩層で観察されるサンゴモ・バイオストロームに最も類似した現世の例は、地中海の“coralligene de plateau” (Laborel, 1961)である。“coralligene de plateau”では、さらに藍藻類などサンゴモ類とは別の石灰藻がrhodolith pavementを被覆していき、小規模な礁状の構造体が発達する。しかるに本地域のサンゴモ・バイオストロームではrhodolith pavementのみ分布し、rhodolith pavementを被覆する石灰藻類は見出されない。したがって本地域では水深が浅く水のエネルギー状態が高すぎたために、被覆性の石灰藻が成長できずrhodolith pavementとして、サンゴモ・バイオストロームが未発達の段階でとどまったものと考えられる。

含石灰藻球砂岩層の粒子間隙を充填するセメントの存在(第6F図)からは、海水準が低下した時あるいは七釜砂岩層が堆積した後に陸棚の炭酸塩堆積物の一部が、陸上に露出し天水による続成作用(meteoric diagenesis)を受けたことが考えられる。天水による続成作用はスパライト・セメントの存在と、-5.7% PDBから-3.1% PDBを示す石灰藻球(方解石試料)の低い酸素同位体組成のデータからも示唆される(小田, 未公表資料)。特に西海セクションの露頭は天水の作用によって差別浸食を受け、炭酸塩含有量に応じて凹凸状の風化面を呈している(第6B図)。これらは「化石の森」と呼ばれる一種の被覆カルスト(第8図)で、周辺には七釜鍾乳洞など小規模の鍾乳洞が多数発達している。



第8図 西海セクションにおける含石灰藻球砂岩層の風化した露頭。それぞれ高さは3 mから6 mである。

Fig. 8. Weathered outcrops of rhodolith-bearing sandstone in Saikai Section. Each outcrop is about 3 to 6 m in height.

#### 上部外浜相：岩相6

岩相6 (トラフ状斜交層理(TCS)砂岩層；第7 D 図) は TCS を持つため、長周期のサンド・ウェーブあるいは潮汐バーが激しく波に曝されながら海岸線に沿って発達した上部外浜相の堆積物と考えられる。

#### 下部外浜相：岩相7, 岩相8

岩相7 (ハンモック状斜交層理(HCS)砂岩層；第7 E 図) は HCS が形成される暴風時波浪限界よりも浅い下部外浜相を示す。

岩相8 (無層理砂岩層) は斜交層理などの顕著な堆積構造も生物擾乱も認められないため、暴風時波浪限界付近の静かな下部外浜相と解釈される。

#### 内側陸棚相：岩相9, 岩相10

岩相9 (生物擾乱砂岩層；第7 F 図) は激しい生物擾乱を被っているため、底棲生物が活発に活動できるほど水の流れが弱く、静穏時波浪限界よりも深い内側陸棚で堆積したと解釈できる。

岩相10は静穏な海底下で生成する海緑石を含んでいる。また *Lima* や *Glycymeris* などの大型の二枚貝化石は層理面に平行に産出し、これらは息息時の姿勢を保持していると考えられる。したがって岩相10は、波浪の影響の少ない静穏な内側陸棚相と解釈した。

#### 重力流堆積物：岩相3, 岩相4, 岩相5

岩相3 (石灰藻石灰岩) は西海セクションでは (第7 A 図)、基底は浸食面である。したがって堆積物重力流による堆積物と解釈した(第5図)。岩相1, 2と3以外の岩相では、石灰藻球は岩相7と岩相8でわずかに観察されるだけなので、岩相3の石灰藻球は岩相1または岩相2の石灰藻球が堆積物重力流によって運搬、再堆積し

たものの可能性が高い。中浦セクションでは上方細粒化構造と下底の浸食面の存在 (第7 B 図) から、乱泥流に運搬された再堆積性の堆積物と解釈した。

岩相4 (化石密集層) はレンズ状の産状と基質支持の淘汰の悪い礫岩 (第7 C 図) であることから堆積物重力流によって堆積したと解釈した。

岩相5 (礫岩層) の生物の這い痕が密集している部分は、無構造の部分よりも深い陸棚で堆積したと考えられる。これらの礫岩層は礫支持で淘汰が悪いことから土石流堆積物と解釈した。

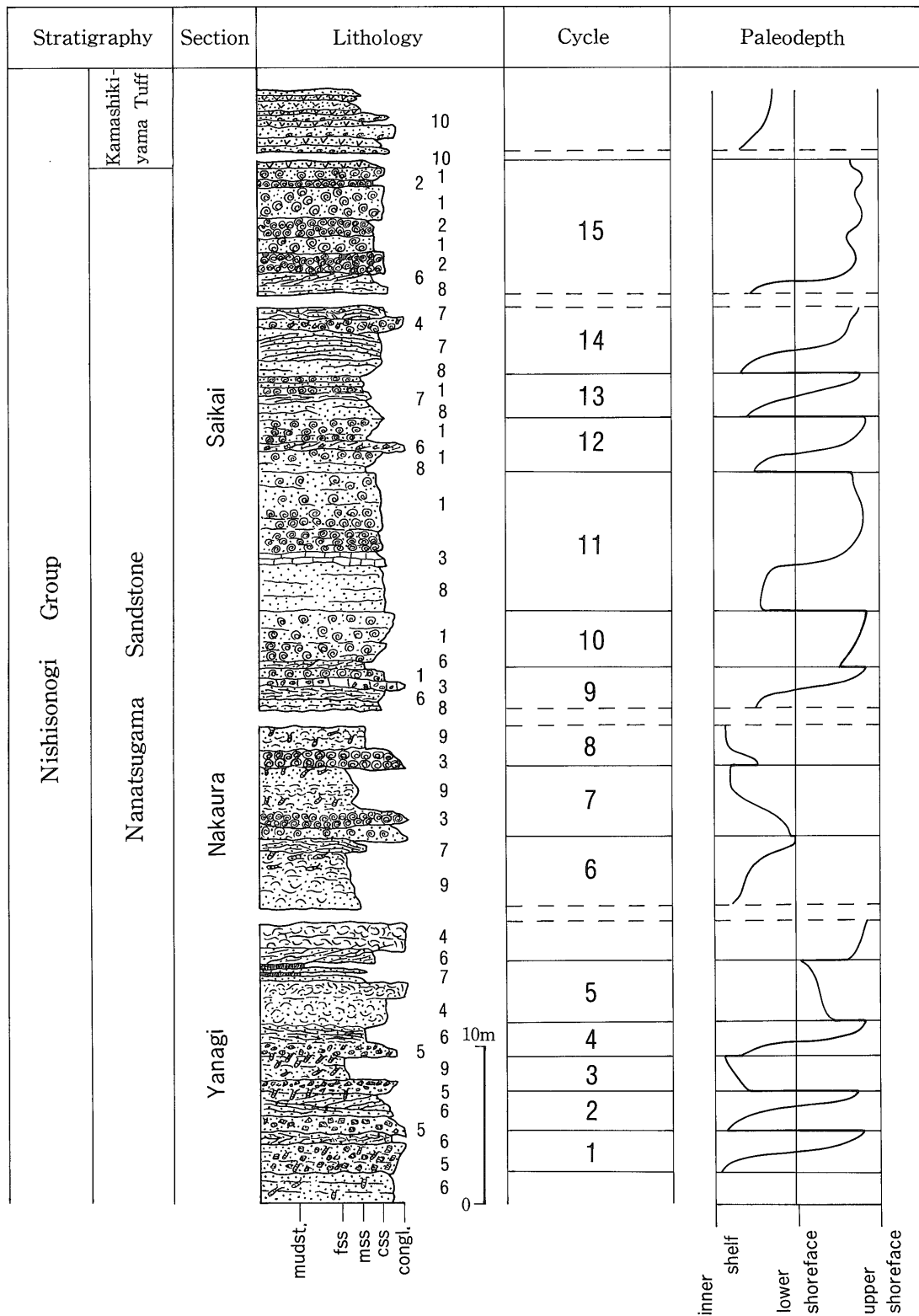
## 5. 堆積サイクル

七釜砂岩層の下部 (柳セクション) では5つの岩相、化石密集層 (岩相4)、礫岩層 (岩相5)、TCS 砂岩層 (岩相6)、HCS 砂岩層 (岩相7) と生物擾乱砂岩層 (岩相9) が分布し、少なくとも5回のサイクルが認められる (第9図)。模式的には上方へ岩相6, 岩相5, 岩相7または岩相9を経て、再び岩相6へという岩相変化を示す。各サイクルの層厚は3 mから5 mである。これらのサイクル間の境界は岩相6と岩相5または岩相4との明瞭な接触によって示される。

中部 (中浦セクション) では3つの岩相、石灰藻石灰岩 (岩相3)、HCS 砂岩層 (岩相7) と生物擾乱砂岩層 (岩相9) が分布し、少なくとも3回の堆積サイクルが認められる (第8図)。それぞれのサイクルは岩相は極めて類似しているが、2つあるいは3つの岩相しか同時に観察できない。模式的には、岩相9から岩相7または岩相3へと上方に変化する。各サイクルの層厚は約5 mである。サイクル間の境界は岩相9または岩相7と、岩相3との境界とした。

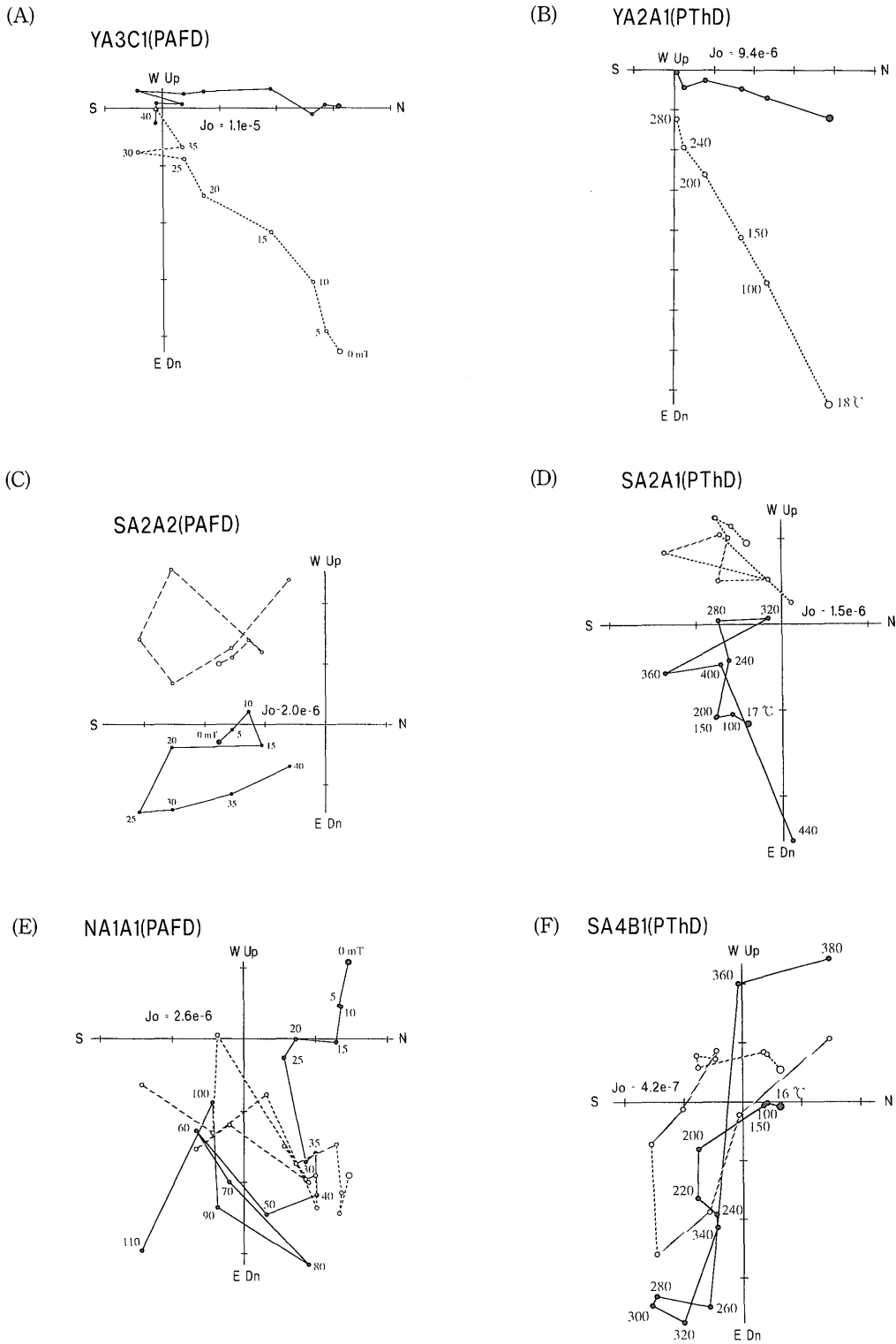
上部 (西海セクション) では7つの岩相、散在型含石灰藻球砂岩層 (岩相1)、密集型含石灰藻球砂岩層 (岩相2)、石灰藻石灰岩 (岩相3)、化石密集層 (岩相4)、TCS 砂岩層 (岩相6)、HCS 砂岩層 (岩相7) と無層理砂岩層 (岩相8) が分布し、少なくとも7回の堆積サイクルが観察される (第8図)。模式的には、岩相8から、岩相3, 岩相4, 岩相6または岩相7を経て、岩相1と岩相2の互層へと上方に変化する。各サイクルの層厚は3 mから8 mである。各サイクル間の境界は岩相8と岩相1との境界に認定した。

七釜砂岩層で観察される少なくとも15回の堆積サイクルは、主として上方浅海化を示す堆積物の組合せから構成されている。これらは暴風時波浪限界以深の内側陸棚相から、静穏時波浪限界以浅の上部外浜相への古水深の層序変化を示唆する。サイクルの中には局地的かつ極めて短期間に堆積したイベント的な土石流堆積物や乱泥流堆積物も観察される。



第9図 七釜砂岩層の地質柱状図, 堆積サイクル, 古水深カーブ。柱状図に添付した数字は第5図に示した岩相区分。

Fig. 9. Columnar section of Nanatsugama Sandstone, showing sedimentary cycles and paleodepth curves. Numbers along columns indicate the lithofacies (see Fig. 5).



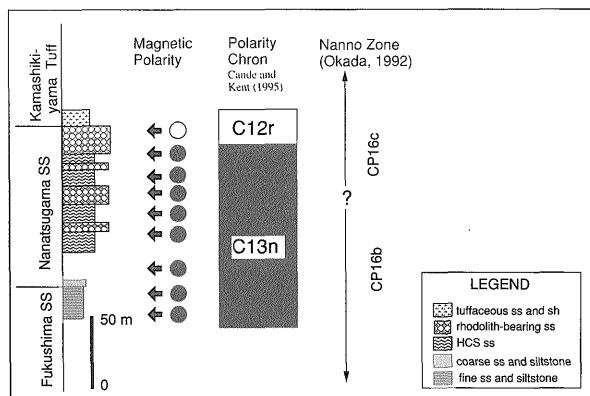
第10図 段階交流消磁実験 (PAFD) および段階熱消磁実験 (PThD) の結果を示す Zijderveld 図。安定成分 (A と B) と多成分 (C と D) の残留磁化および不安定で分離できなかった残留磁化 (E と F)。黒丸は水平面、白丸は N-S 方向の垂直面への投影である。丸印に添付した数字は消磁レベルである。A から D に関しては PAFD または PThD により、直線で示される安定した初生磁化成分が得られた。しかし、E と F では残留磁化が不安定で直線状のトレンドが見出せなかった。

Fig. 10. Zijderveld diagrams of progressive alternating field and progressive thermal demagnetization (PAFD/PThD) results. Stable (A and B) and multi-component (C and D) remanent magnetization and unstable remanence (E and F). Solid and open circles are horizontal and N-S vertical projections of vector and end-points, respectively. Numbers attached to symbols show demagnetization levels. As for A to D, PAFD and PThD are able to recover stable primary components, which are shown as a straight trend on the diagrams. Unstable remanence (E and F), however, prevents us from determining linear trends on the diagrams.

## 6. 古地磁気測定と結果

七釜砂岩層の10層準および下位の福島砂岩層の2層準で方位試料を72個採取し、消磁実験によって2次的な磁化成分を除去した。これらの試料について七釜砂岩層堆積時に獲得した磁化の分離を試みた。消磁実験および磁化方位の測定は東京工業大学理学部の超伝導磁力計2G Enterprises Model 740-R (SQUID)を用いた。各試料の安定な磁化成分を抽出するために、全試料片について自然残留磁化を測定した後に110mTまでの段階交流消磁実験 (PAFD) および440°Cまでの段階熱消磁実験 (PThD)を実施した。消磁実験によって、2次的な磁化成分はほとんどのものが交流消磁では50mTで、熱消磁では150°Cで消磁されたと判断した。

これらの実験によって第10A図から第10D図の Zijderveld diagramで示すように、23試料でほぼ安定した堆積残留磁化方位が得られた。福島砂岩層最上部と七釜砂岩層の下位より8層準 (21試料) で正帯磁、また七釜砂岩層上部の1層準 (2試料) で逆帯磁の磁化方位が得られた (第11図)。ただし、3層準で採集した試料ではZj図では一定の傾向が認められず (第10E, 10F図)、磁化方位が決定できなかったのを棄却された。これらはPThDの場合には加熱によって強磁性鉱物に変化し、実験室内で磁化を獲得して不安定な挙動を示したためであると考えられる。得られたデータを各層準ごとにまとめ (第1表)、傾動補正後の方位をシュミット・ネット上に投影した (第12図)。古地磁気方位は伏角が上向きのものと同下向きのものが両方出現して、ほぼ反平行 (antipodal) の関係を示すと推定されることから、初生磁化を保存していると解釈した。全層準の平均磁化方位は偏角が東偏1.8°、伏角が下向き46.4°、 $\alpha_{95}$  が17.1°であ



第11図 層序断面図、ナノ化石生層序分帯 (Okada, 1992)、地磁気極性 (白丸は逆帯磁、黒丸は正帯磁を示す) と標準古地磁気層序 (Cande and Kent, 1995)。

Fig. 11. Stratigraphic section showing nanno fossil zones (Okada, 1992), magnetic polarity (open and solid circles show reversed and normal polarity, respectively) and polarity chrons (Cande and Kent, 1995).

る。

七釜砂岩層は Okada (1992) を参照するとナノ化石生層序の CP16b-c 垂帯に対比される (第11図)。Okada (1992) のナノ化石生層序と Cande and Kent (1995) および Berggren *et al.* (1995) の古地磁気標準層序 (GPTS) によれば、8層準で認められた正磁極期は前期漸新世の正磁極期 Chron C13n (33.5-33.1Ma) に対比される (第11図)。また1層準で認められた逆磁極期は Chron C12r (33.1-30.9Ma) に対比でき、連続的に試料を採集したことを考慮すると Cryptochron C12r-8 (32.78-32.77Ma) よりも古い可能性もある (第11図)。

## 7. 堆積サイクルの形成周期

調査地域で観察される堆積サイクルは陸源碎屑物-炭酸塩混合相を伴うサングモ・バイオストロームの発達によって形成された。したがって、サングモが堆積物に埋没することなく成長して、石灰藻球が形成される環境でなければならない。

本研究地域で観察されるサングモ・バイオストローム (岩相1および岩相2) の層厚は累計で約15mである。またサングモの成長速度は10cm/ky程度 (Adey and McKibbin, 1970) であるから、約15mのサングモ・バイオストロームは約15万年の期間で堆積したと見積もられる。したがって、この約15万年間は七釜砂岩層の堆積期間の下限とすることができる。

一方、残留古地磁気の測定結果から、七釜砂岩層は正磁極期 Chron C13n (33.5-33.1Ma) と逆磁極期 Chron C12r (33.1-30.9Ma) の間に堆積したと解釈される。したがって七釜砂岩層の堆積期間は最大限に見積もって、Chron C13nの最下部から Chron C12rの最下部まで、すなわち最大約260万年と見積もられる (第13図)。七釜砂岩層が Cryptochron C12r-8 (32.78-32.77Ma) よりも古いとすると、堆積期間は Chron C13nの最下部から Cryptochron C12r-8の最下部まですなわち約76万年と見積もられる (第13図)。

そこで七釜砂岩層堆積期間はサングモの成長速度から見積もった15年以上、古地磁気層序から見積もった76万年以下または260万年以下で堆積したことが分かる。再堆積性の堆積物を除いた七釜砂岩層の層厚約50mがこれらの期間に堆積した場合、堆積速度は1.9cm/kyから6.6cm/kyまたは33cm/kyと計算される (第13図)。これらの値は、Matthews (1974) にある温帯性炭酸塩プラットフォームの堆積速度1cm/kyから10cm/kyと比較してもほぼ妥当な値を示している。

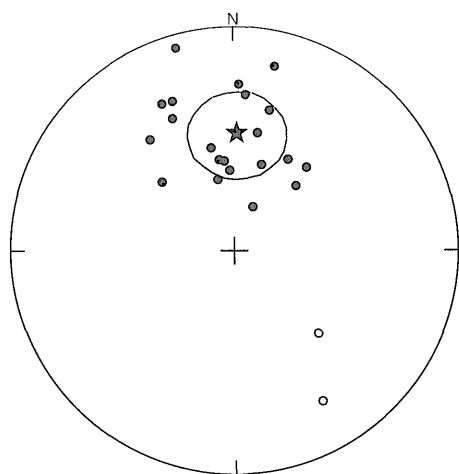
七釜砂岩層では少なくとも15回の上方浅海化サイクルが認められる (第8図) ので、その堆積周期は平均1万年から5万年または17万年と推定できる。一方、酒井 (1993) によると北部九州の炭田地域に認められる海進

第1表 七釜砂岩層で得られたサイトごとの古地磁気データ。Demag., 消磁レベル; Dec., Inc., 傾動補正後の平均偏角および平均伏角;  $\alpha_{95}$ , 95%信頼円の半径;  $\kappa$ , 精度パラメータ (Fisher, 1953); P, 地磁気極性 (N は正帯磁, R は逆帯磁); Litho., 第5図の岩相区分番号。

Table 1. Site-mean paleomagnetic data for Nanatsugama Sandstone. Demag. is demagnetization method; Dec. and Inc. are mean declination and inclination in degrees after tilt correction, respectively;  $\alpha_{95}$  is radius of 95 % confidence circle in degrees;  $\kappa$  is precision parameter of Fisher (1953); P is magnetic polarity (N and R indicate normal and reversed polarity, respectively); Litho. is number of lithofacies defined in Fig. 3.

Site	Sample	Demag. Level	Dec. (°)	Inc. (°)	$\alpha_{95}$	$\kappa$	P	Litho.
SA1	A2	PThD 240 °C	-25.9	27.7	10.6	53.0	N	1
SA2	A1	PThD 440 °C	135.1	-45.8	18.4	7.9	R	8
	A2	PAFD 35 mT	149.9	-22.9	17.0	53.4	R	8
SA3	A1	PThD 240 °C	41.3	48.7	7.8	97.7	N	7
	C1	PAFD 35 mT	-46.1	53.2	20.0	8.6	N	7
	C2	PThD 300 °C	31.2	50.5	13.6	20.7	N	7
SA5	B2+	PThD 240 °C	-12.6	50.8	6.6	136.1	N	1
SA7	B1	PThD 240 °C	-24.6	34.8	16.8	21.7	N	3
	C1	PAFD 80 mT	-22.2	28.1	26.0	94.7	N	3
NA1	B1	PThD 240 °C	-16.0	6.2	15.1	68.1	N	7
	B2	PAFD 110 mT	-12.8	62.9	17.1	5.6	N	7
YA1	B2	PAFD 40 mT	14.4	35.3	9.8	33.1	N	7
	B2+	PAFD 25 mT	4.4	30.2	3.4	510.9	N	7
	C2	PAFD 35 mT	-3.5	59.9	18.4	18.2	N	7
YA2	A1	PThD 280 °C	23.3	72.6	8.1	69.6	N	6
	A2	PAFD 20 mT	44.1	56.5	7.9	135.3	N	6
	B1	PAFD 20 mT	18.1	56.3	3.6	450.9	N	6
	C1	PThD 340 °C	11.8	45.0	5.1	102.7	N	6
	C2	PAFD 25 mT	-6.6	56.7	8.8	77.2	N	6
YA3	A1	PThD 360 °C	12.6	16.7	2.1	6.8	N	6
	A2	PAFD 100 mT	-36.9	37.8	17.4	5.8	N	6
	B1	PThD 380 °C	1.9	26.3	10.9	18.4	N	6
	C1	PAFD 25 mT	-9.4	55.9	8.5	63.5	N	6
Mean			1.8	46.4	17.1	4.1		

Site-All  
 N = 23  
 Dm = 1.8  
 Im = 46.4  
 $\alpha_{95}$  = 17.1  
 $\kappa$  = 4.1



第12図 傾動補正後の各サイトの平均安定磁化方位。等積投影図に丸印は各サイト, 星印は平均安定磁化方位である。黒丸は下半球, 白丸は上半球投影。

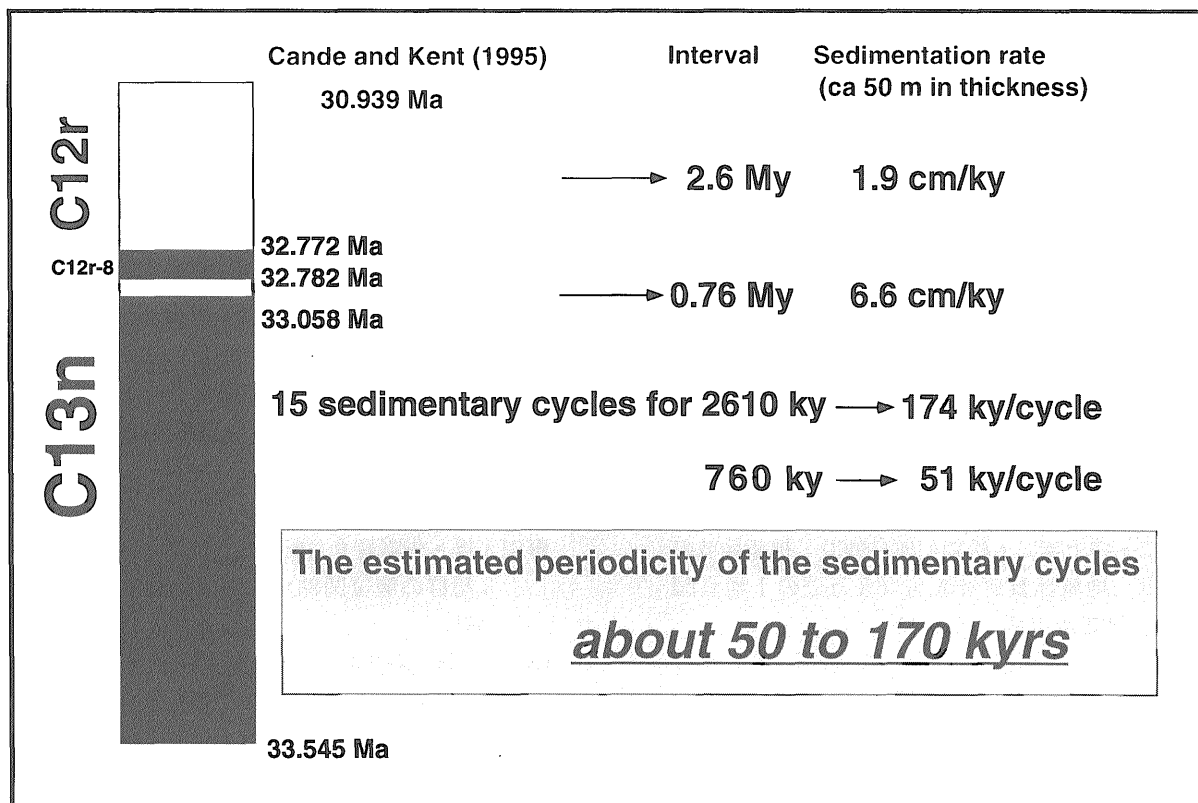
Fig. 12. Equal area projection of the corrected directions of each site (circle) and mean direction (star). Solid (open) symbols are on the lower (upper) hemisphere.

-海退サイクルは, ユースタシーに対応したものとされている。また西彼杵半島地域では嘉村 (1982) によって呼子ノ瀬戸断層帯の活動が知られている。このことから, 七釜砂岩層で認められる岩相の周期的な上方浅海化はユースタシーと地域的な沈降とを合わせた相対的海水準変動で最も適切に説明することができると考えられる。七釜砂岩層が堆積した時期は長尾 (1928) による遠賀海退期の上部に相当し, これらの堆積物は海退期に堆積したと考えられる。これらの堆積サイクルは数万年から十万年オーダーの海水準変動を反映しているものと指摘できる。

## 8. 結 論

七釜砂岩層で観察されるサンゴモ・バイオストロームと, 堆積サイクルの周期性について検討した結果は, 以下のようにまとめることができる。

1. 七釜砂岩層は岩相によって10区分される。堆積サイクルは下部では5回, 中部で3回, 上部は7回の少なく



第13図 層厚と古地磁気層序から推定した七釜砂岩層の堆積速度と堆積周期。含石灰藻球砂岩層を含むサイクルの形成周期は数万年から十数万年と考えられる。このような高周期の堆積サイクルは氷河性海水準変動を反映している可能性がある。

Fig. 13. Sedimentation rate and periodicity of Nanatsugama Sandstone estimated based on the thickness and the magnetostratigraphy. Combined with these data, it is concluded that a few tens of thousands years is the reasonable periodicity for the rhodolith-bearing sandstone cycles. These high-frequency sedimentary cycles are most likely ascribed to have formed under a major control of glacio-eustasy.

とも七釜砂岩層全体で15回の堆積サイクルを持つ。これらは上方浅海化に伴って形成され、石灰藻球から構成されるサンゴモ・バイオストロームが周期的に発達したと考えられる。

2. 鏡下観察によれば、石灰藻球はサンゴモが同心円上に細かく重なって形成されている。含石灰藻球砂岩層の構成成分はサンゴモ、コケムシ、serpulist worm、底棲有孔虫、ウニ、二枚貝などの生物源碎屑物と石英、斜長石、黒雲母、白雲母、緑泥石などの陸源碎屑物である。これらの粒子の間隙はスパライト・セメントで充填されている。

3. 七釜砂岩層で少なくとも15回観察される堆積サイクルは古地磁気年代から推定すると、5万年から十数万年オーダーの海水準変動によって形成された可能性がある。

謝辞 本研究は著者が九州大学理学部と東京大学大学院理学研究科で行なった研究を基に、地質調査所において新知見を加えたものである。九州大学の相原安津夫名誉教授と佐野弘好博士、東京大学の松本 良教授に懇切な指導を賜った。資源エネルギー地質部の奥田義久部長、

徳橋秀一燃料鉱床研究室長、渡部芳夫博士と高橋雅紀博士には粗稿を読んでいただいた。古地磁気の測定は東京工業大学理学部の古地磁気研究室で行った。野外調査においては九州大学理学部の松本達郎教授・高千穂奨学金の一部を使用した。記して感謝の意を表したい。

#### 文 献

- Adey, W. H. and McKibbin, D. L. (1970) Studies on the maerl species *Phymatolithon calcareum* Pallas (nov. comb.) and *Lithothamnium coralloides* Crouan in the Ria de Vigo. *Bot. Mar.*, **13**, 10-106.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. and Aubry, M. (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. and Hardenbol, J. eds., *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Spec. Publ.*, **54**, 129-212.
- Bosellini, A. and Ginsburg, R. N. (1971) Form and

- internal structure of recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda. *Jour. Geol.*, **79**, 669-682.
- Bosence, D. W. J. and Pedley, H. M. (1982) Sedimentology and palaeoecology of a Miocene coralline algal biostrome from the Maltese Islands. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **38**, 9-43.
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1995) Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Res.*, **100**, 6093-6095.
- Fisher, R. A. (1953) Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc., Ser. A*, **217**, 295-305.
- 服部 仁・井上英二・松井和典(1993) 神浦地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 126p.
- 井上英二(1964) 西彼杵半島西部の古第三系, ならびに西彼杵層群下部の堆積環境。地調月報, **15**, 166-188.
- Ishijima, W. (1956) On some fossil coralline algae from the Tertiary of Japan. *St Paul's Rev. Sci.*, **1**, 59-67.
- Ishijima, W. (1979) On the calcareous algae from the Nanatsugama Sandstone of the Nishisonogi Peninsula, Nagasaki Prefecture. *Bull. Natn. Sci. Mus., Ser. C (Geol.)*, **5**, 131-137.
- 嘉村 豊(1982) 西彼杵炭田の生成発達に関する地質学的研究。鉱山地質, **32**, 323-338.
- 鎌田泰彦(1986) 長崎県西彼杵半島の七釜鍾乳洞。北村信教授記念地質学論文集, 157-165.
- Laborel, J. (1961) La concrctionment algal coralligne' et son importance geomorphologique en Mediterranee. *Rec. Trav. Stn. Mar. Endoume*, **37**, 37-60.
- Matthews, R. J. (1974) Dynamic Stratigraphy: An Introduction to Sedimentation and Stratigraphy. Prentice-Hall, New Jersey.
- 宮地六美・酒井治孝(1991) 北西部九州第三紀層中の火砕岩類のフィッシュントラック年代。地質雑, **97**, 671-674.
- 水野篤行(1962) 西日本地域における古第三系および下部新第三系の古生物年代学的研究(第1・2報)。地質雑, **68**, 640-648, 687-693.
- 水野篤行(1992) 最近の編年データによる西九州古第三系の生層序区分の再検討。日本地質学会第99年学術大会演旨, p. 179.
- 長尾 巧(1928) 九州古第三紀層々序(其二十一)。地学雑, **40**, 193-215.
- Nelson, C. S. (1988) An introductory perspective on non-tropical shelf carbonates. *Sed. Geol.*, **60**, 3-12.
- 野田光雄・朱雀智介(1955) 芦屋・西彼杵・佐世保3層群の層位関係について。地質雑, **61**, 150-161.
- Okada, H. (1992) Calcareous nannofossils and biostratigraphy of the Paleogene sequences of the northern Kyushu Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **98**, 509-528.
- Passega, R. and Byramjee, R. (1969) Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*, **13**, 233-252.
- 酒井治孝(1993) 北部九州の第三紀堆積盆地のテクトニクスと堆積作用。地質学論集, **42**, 83-201.
- Schlanger, S. O. and Konishi, K. (1975) The geographic boundary between the coral-algal and the bryozoan-algal limestone facies: a paleolatitude indicator. 9th International Congress of Sedimentology (Nice), Theme 1, 177-180.
- 棚井敏雅(1991) 北半球における第三紀の気候変動と植生の変化。地学雑誌, **100**, 951-966.
- Wray, J. L. (1976) Calcareous Algae. Elsevier, Amsterdam, 185pp.

(受付:1998年3月6日;受理:1998年4月16日)