石灰質微化石層序からみた沖縄本島南部, 知念層の地質年代

Geological age of the Chinen Formation in southern Okinawa-jima based on calcareous microfossils

Abstract

佐藤時幸^{*1} 中川 洋^{*2}
小松原純子^{*3} 松本 良^{*3}
井龍康文^{*4} 松田博貴^{*5}
大村亜希子^{*6} 小田原 啓^{*4}
武内里香^{*3}

Tokiyuk Sato^{*1}, *Hiroshi Nakagawa*^{*2},
Junko Komatsubara^{*3},
Ryo Matsumoto^{*3}, *Yasufumi Iryu*^{*4},
Hiroki Matsuda^{*5}, *Akiko Omura*^{*6},
Kei Odawara^{*4} and *Rika Takeuchi*^{*3}

2003年7月18日受付.

2003年11月20日受理.

^{*1} 秋田大学工学資源学部

Faculty of Engineering and Resource Science,
Akita University, Tegata-Gakuencho 1-1, Akita
010-8502, Japan

^{*2} (株) ジオウィンドウ

GEOWINDOW Co. Ltd., Tamagawa 5-7-4,
Chofu, Tokyo 182, Japan

^{*3} 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻
Department of Earth and Planetary Science
School of Science, University of Tokyo, Hongo
7-3-1, Bunkyo-Ku, Tokyo 113-0033, Japan

^{*4} 東北大学大学院理学研究科地学専攻地圏進化化学
講座 (地質学古生物学教室)
Institute of Geology and Paleontology, Gradu-
ate School of Science, Tohoku University,
Aobayama, Sendai 980-8578, Japan

^{*5} 熊本大学理学部地球科学科

Department of Earth Sciences, Faculty of Sci-
ence, Kumamoto University, 2-39-1 Kuroka-
mi, Kumamoto 860-8555, Japan

^{*6} 産業技術総合研究所海洋資源環境研究部門

Marine Resources and Environment, Geological
Survey of Japan/AIST, 1-1-1 Higashi, Tsuku-
ba, Ibaraki 305-8567, Japan

The Chinen Formation in southern Okinawa-jima, southwestern Japan, is composed of calcareous sandstone and sandy limestone correlative with the transitional lithofacies between massive siltstone of the upper Pliocene Shinzato Formation of the Shimajiri Group and detrital to reefal limestone of the Pleistocene Ryukyu Group. The calcareous nannofossil and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Chinen Formation in the Urizun and Golf Links sections, both located near the type locality, were studied. Abundant specimens of the calcareous nannofossils, *Gephyrocapsa* spp. (small), whose base occurred at 2.09 Ma, was recognized throughout the uppermost Shinzato to Chinen Formations in the Urizun section. Three latest Pliocene to early Pleistocene datum planes, the last occurrence of *Discoaster* spp. (1.97 Ma), the first occurrence of *Gephyrocapsa caribbeanica* (1.73 Ma) and the first occurrence of *G. oceanica* (1.65 Ma), were concentrated in the lower part of the Chinen Formation. The latest Pliocene planktonic foraminifera datum planes, the first occurrence of *Globorotalia* (*Globorotalia*) *truncatulinoides* and the coiling change of *Pulleniatina* spp. from dextral to sinistral, were also recognized in the same horizon in the lower part of the Chinen Formation. These indicate that the Chinen Formation correlates with the latest Pliocene to earliest Pleistocene between 2.09 Ma and 1.65 Ma. The Pliocene/Pleistocene boundary, indicated by the first occurrence of *G. caribbeanica* (1.73 Ma), is situated in the lower part of the Chinen Formation in which a chronostratigraphic gap of 0.3 m.y. is present.

Conversely, the stratigraphic distribution of calcareous nannofossils and planktonic foraminifera in the Golf Links section, shows that the disconformity recognized in the lower part of the Chinen Formation at the Urizun section, is correlated with the boundary between the Shinzato and Chinen Formations. The lithostratigraphic boundary between the Shinzato and Chinen Formations in these adjacent sections, does not correspond with the chronostratigraphy.

Key words: Pliocene, Pleistocene, Ryukyu Islands, Okinawa-jima, Shimajiri Group, Chinen Formation, calcareous nannofossil, planktonic foraminifera

はじめに

沖縄本島中南部に分布する知念層は、新第三系島尻層群新里層の泥岩相と第四系琉球層群の礫性炭酸塩堆積物との間に位置し、岩相的にも両層の中間相である石灰質砂岩・砂質石灰岩相であることから、琉球列島にサンゴ礁の海域が成立する過程を解明するうえでの重要な地層として注目されてきた (例えば、大清水・井龍, 2002)。従来の研究では、知念層の

地質時代が更新世初期であること、下位の島尻層群との関係が傾斜不整合とみなされることに基づいて、沖縄本島は第四紀になり、半深海環境から浅海性炭酸塩岩が堆積する環境へと一様に変化したと考えられてきた。(例えば、兼子, 1994)。しかし、近年の石灰質ナノ化石層序などによる地質年代決定精度の向上により、泥岩相から石灰質砂岩・砂質石灰岩相への変化は沖縄本島で一様に起きたものではなく、その岩相変化のタイミングは地域によって異なることが明らかになっ

てきた(中川ほか, 2001). しかしながら, このような岩相の水平・垂直変化に関する研究は, 露頭条件との関係とも相まって, その詳細については不明瞭な点が多く残されている.

このような中, 2001年に筆者らは沖縄本島南部の知念村久手堅で運動公園造成に伴ってできた「うりずん露頭(松本ほか, 2002; 後述)」を発見した. この露頭はその規模が大きいことのみならず, 泥岩相の新里層から石灰質砂岩・砂質石灰岩相の知念層への岩相変化が詳細に観察できることや, 石灰質砂岩相中に明瞭な不連続面が認められることなどの点において, 知念層の層位学的位置や琉球列島の地史を解明するうえで, 極めて重要な情報を与えてくれる露頭であることが明らかになった. そこで, 筆者らはうりずん露頭およびそれに近接する守礼ゴルフ場の露頭において, 岩相層序, 地質構造, 石灰質ナノ化石および浮遊性有孔虫化石層序の調査を行い, 泥岩相から石灰質砂岩・砂質石灰岩相への岩相変化の様式とその地質年代, および両相の分布を明らかにすることを目的として, 検討を行った. 本論文では, これらの結果のうち, 石灰質ナノ化石および浮遊性有孔虫化石の検討結果について詳述し, それによって得られた知念層の地質年代に関する新知見とその意義について報告する. なお, 本論では, 大清水・井龍(2002)に従い, 知念層を上部鮮新統の島尻層群と下部更新統の琉球層群のいずれにも属さない独立した層序单元として扱う.

調査位置と岩相層序の概要

調査地点は, 沖縄本島南部, 島尻郡知念村に位置するうりずん露頭と守礼ゴルフ場露頭の2カ所である.

1. うりずん露頭の概要とその岩相層序

うりずん露頭は, 知念村久手堅の知念中学校から西北西へ約300mの地点に位置する運動公園の造成地(試料採集時は工事中)である(Fig.1). 「うりずん露頭」の名称は, 同露頭の地質学的重要性を最初に指摘した松本ほか(2002)によって, 初めて用いられた. 露頭は, 南側と西側に広がり, 南北約130m, 東西に約160mの幅をもつ. 特に, 南側斜面は高さ30mに達し, 岩相変化および層理面の様子などは遠くから明瞭に観察できる(Fig.2).

南斜面で観察される岩相はAからKまでの11のユニットよりなり, E以下のユニットはN20°Eの走向で南東方向に10°の傾斜をもつ. しかし, それより上位のユニットFとGは下位層に対し, いわゆる“傾斜不整合”状の関係にある(Fig.2). この不連続面より上位のユニットFは, 露頭東側にのみ分布し, 西側で消滅する. その上位のG, Hは西側まで分布するが, 西方へ薄化し, 露頭西部ではユニットGがユニットAを直接覆う(Fig.2). 地層の傾斜は不連続面を挟んで上位ほど緩く, ユニットI, J, Kはほぼ水平であり, 露頭内での層厚もほぼ一定である. なお, 本論ではユニットE/F間の構造差を“不連続面”と呼ぶが, 底生有孔虫の予察的

Fig.1. Location map of the study area. After 1:25,000 scale topographic map "Yonabaru" published by the Geographical Survey Institute, Ministry of Land, Infrastructure, and Transport, Japan. 1. Urizun section, 2. Section in the golf links of the Shurei Country Club (called the "Golf Links section" in this paper).

Fig.2. Photograph of the Urizun section. "A" to "K" indicate lithostratigraphic units.

調査では、不連続面を挟んでの古水深の大きな変化は認められない (Matsumoto et al., 2002) ことから、これは半深海域の環境下で形成された構造と考えられる。

各ユニットの岩相は次の通りである (Fig.3)。(1) ユニット A: 厚さ 9 m 以上の暗緑青灰色の塊状シルト岩で、下部に最大径が 50cm 以上に達するドロマイトノジュールが多数認められる。また上部には、層厚 5 ~ 10cm 程度の凝灰岩層が 4 枚挟在するほか、中粒~粗粒砂岩の薄層も認められる。(2) ユニット B: 層厚約 3m、上方細粒化の傾向を示す淘汰の悪い淡青灰色細粒砂岩。(3) ユニット C: 層厚 60cm の淡緑青灰色のシルト岩。(4) ユニット D: 層厚 170cm の塊状で淘汰の悪い淡青灰色極細粒~細粒砂岩で、上部に生物擾乱による「波状葉理様構造 (土谷・吉川, 1994)」が認められる。(5) ユニット E: 層厚 160cm の淘汰の悪い淡青灰色細粒砂岩で、生物擾乱が顕著である。また、最上部 10cm 前後には海緑石が認められ、上位のユニット F との境界となっている。(6) ユニット F: 下位のユニット E を傾斜不整合状に覆う淡青灰色細粒砂岩。露頭では、東側にのみ分布し、西側で消滅する (Fig.2)。層厚は 0 ~ 60cm で、下位層との境界は巣穴などの生物擾乱によって乱されている。(7) ユニット G: 最大層厚 160cm で、露頭内では西側に向かって薄くなる。露頭の西端部ではユニット A を直接覆う (Fig.2)。生痕化石が多数認められる淡青灰色の塊状細粒砂岩よりなるが、基底部でやや粗粒である。(8) ユニット H: 層厚 150cm の淘汰の悪い塊状淡青灰色~淡緑青灰色極細粒~細粒砂岩。(9) ユニット I: 層厚 11m。下部は淡青灰色~淡緑青灰色の細粒砂岩よりなり、上方細粒化の傾向を示す。上部 6m は淘汰が悪く、波状葉理様構造が多数認められるシルト質砂岩である。(10)

ユニット J: 層厚 11m の比較的淘汰の良い淡褐色細粒石灰岩。(11) ユニット K: 層厚 14m+ で、石灰質の生碎物を多数含む粗粒碎屑性石灰岩。なお、ユニット K の上位には、約 1 m 程度の露出の欠如を挟んで、琉球層群の碎屑性石灰岩がのる。

ユニット B 以上の砂岩は石灰質で、試料中の有孔虫化石含有率もユニット A の約 10 倍、多いところでは 20 倍にも達する。このような岩相上の特徴から、ユニット A は島尻層群新里層に、ユニット B から K は知念層に対比される。また、ユニット B ~ I は中川ほか (2001) の下部泥質部に、ユニット J と K は上部砂質部に対応する。

2. 守礼ゴルフ場露頭における層序

守礼ゴルフ場露頭はうりずん露頭から北北西へ約 300m の地点にあり、ゴルフ場側からは南東方向に位置する断崖である (Fig.1)。露頭は、高さ 50m にも達する巨大な崖で、地層がほぼ水平に分布するのが遠望できる (Fig.4)。岩相調査および微化石試料の採集が可能なのは、露頭下部の層厚約 9m の範囲である。調査範囲の下部約 5m は暗緑青灰色の塊状シルト岩よりなり、その最上部の 50cm には上位の砂岩層から延びる直径 3 ~ 5cm 前後の巣穴が数多く認められる。塊状シルト岩の上位には層厚 360cm の石灰質砂岩が重なり、両者の境界は生物擾乱によって乱されている。この石灰質砂岩は、下位より次のような岩相変化を呈する (Fig.3)。

(1) 層厚 20cm で、巣穴化石が多数認められる淘汰の良い細粒砂岩。中上部にカレントリップルマークが認められる石灰質な硬質砂岩薄層 (層厚 5mm) が挟在する。(2) 層厚約 1cm のシルト岩。(3) 層厚 10cm の淘汰の悪い中粒~粗粒砂岩。(4) 下部に平行葉理をもつ、層厚 9cm の暗灰色細

Fig.3. Lithologic log of the Urizun and Golf Links sections.

粒砂岩。(5) 層厚 23 cm の含シルト岩偽礫細粒砂岩。直径 1 ～ 2cm のシルト岩偽礫を多く含み、その基質は細粒砂岩よりなる。(6) 層厚 20cm の上方細粒化を呈する細粒砂岩。(7) 層厚 10cm の巣穴化石を多数含む細粒砂岩。下位層との境界部では巣穴化石などの生物擾乱が顕著である。(8) 含シルト岩偽礫細粒砂岩 (層厚 10 cm)。直径 1 ～ 2cm のシルト岩偽礫を含む。(9) 層厚 20cm の細粒砂岩。巣穴化石が多くみられる。(10) 層厚 200cm、直径が 1 ～ 2mm 前後の枝

状巣穴化石が多数認められる淘汰の悪いシルト質～細粒砂岩。

守礼ゴルフ場露頭で認められる砂岩はすべて石灰質で、その粒子の多くは有孔虫殻で構成されている。以上の岩相の特徴から、守礼ゴルフ場露頭で観察される最下部の暗緑青灰色塊状シルト岩は島尻層群新里層に、その上位の石灰質砂岩は知念層に対比される。なお、Tanaka and Ujiie (1984) は、本露頭で認められた含シルト岩偽礫細粒砂岩の成因を海底面

Fig.4. Photograph of the Golf Links section.

下での削剥 (submarine erosion) によるものと推定した。しかし、筆者らの露頭観察および研究室で作製した薄片観察により、含シルト岩偽礫細粒砂岩は、巣穴の形成など著しい生物擾乱を被った結果、シルトが礫岩様の形態となったものであることが判明した。

微化石層序

1. 試料の採取

微化石用試料は次の層位間隔で採集した。すなわち、うりずん露頭では、露頭条件の良い南側斜面を対象に、ユニット K で 3m 間隔、ユニット A, B, I, J で 1m 間隔、ユニット C ~ H で 10cm 間隔で採取した。また、守礼ゴルフ場露頭では、新里層で約 1m 間隔、新里層最上部の 40cm から知念層で約 20cm 間隔である。なお、ゴルフ場露頭の試料採集層準は柱状図 (Fig.3) に記したが、うりずん露頭に関しては Table 1 に示したサンプル番号 (No.) で表現した。すなわち、試料 A+200 は調査下限から上位 200cm の層準から採集した試料を、試料 E+60 の場合は、ユニット D/E 境界より上位 60cm の層準から採集した試料を示す。

2. 石灰質ナノ化石

試料はいずれもスミアスライド法で処理した。産出した石灰質ナノ化石の産出頻度は、A (abundant), C (common), R (rare) の 3 段階で記載した。また、保存状態などから明らかに下位層からの再堆積と考えられる個体は r (rework) の記号で記した (Tables, 1, 2)。

(1) うりずん露頭 ユニット A ~ K の試料のうち、ユニット A ~ G の 41 試料から石灰質ナノ化石が産出した (Table 1)。保存状態はいずれの試料でも良好で、産出個体数も多かった。全体的に *Reticulofenestra* spp. (small) が最も多産し、次いで下部では *Pseudoemiliana lacunosa* が、上部のユニット F 以上では *Gephyrocapsa* spp. (small) が多産する。その他 *Calcidiscus leptoporus*, *Helicospaera carteri*, *Rhabdosphaera clavigera*, *Syracosphaera pulchra*, *Umbilicosphaera sibogae* など個体数は少ないものの連続して産出する。地質年代の決定で重要な種の層位分布に注目すると、鮮新世末に絶滅する *Discoaster brouweri* や *D. triradiatus* は下位より試料 E + 150 まで産出する。両種はそれより上位でも散点的にわずかに産するが、産出個体数や保存状態からみて、それらは下位層からの再堆積と判断される。更新世の示準化石 *Gephyrocapsa caribbeanica* と *Gephyrocapsa oceanica* は試料 E + 150 以上で産出し、それより下位では認められない (すなわち、E + 150 からは、*D. brouweri* や *D. triradiatus* と *G. caribbeanica* や *G. oceanica* とが共産する)。更新世初めに絶滅する *Calcidiscus macintyreii* はほぼ連続して産出するが、G + 100 の試料を境にそれより上位では全く産しなくなる。その他、下位層からの再堆積種も多数認められ、特にその産出が下部鮮新統以下に限られる *Reticulofenestra pseudoumbilicus* や *Sphenolithus abies* は全層準を通じて産出した。

(2) 守礼ゴルフ場露頭 検討した 21 試料いずれからも保存状態の良い石灰質ナノ化石が多数産出した (Table 2)。最も多産するのは *P. lacunosa* で、*Reticulofenestra* spp. (small) と *Gephyrocapsa* spp. (small) が、これに次ぐ。その他、*C. leptoporus*, *H. carteri*, *R. clavigera*, *S. pulchra*, *U. sibogae* など個体数は少ないもののほぼ連続して産出する。本露頭でもうりずん露頭と同様に下位層からの再堆積種も多数認められ、特に *R. pseudoumbilicus* や *S. abies* など、下部鮮新統以下からの再堆積種が全層準を通じて産する。地質年代の決定で重要な種の層位分布を見てみると、鮮新世末に絶滅する *D. brouweri* および *D. triradiatus* は下位より試料 UJ + 20 まで連続して産出する。ただし、UJ - 10 ~ UJ + 20 までの 3 試料はやや個体数が少なく保存状態も悪い。その上位でも *D. brouweri* が散点的に認められるが、保存状態や産出個体数からみて、UJ - 10 以上の産出個体は再堆積と判断される。更新世の示準化石のうち *G. caribbeanica* は最上部の UJ + 300 と UJ + 350 の 2 試料に認められるが、*G. oceanica* は本露頭からは産出しない。更新世初めに絶滅する *C. macintyreii* は、全層準を通じて連続して産出する。

3. 浮遊性有孔虫化石

浮遊性有孔虫化石は、石灰質ナノ化石の調査結果をふまえ、鮮新世/更新世境界付近の地質年代決定で重要な鍵種である *Globorotalia (Globorotalia) truncatulinoides* と *Globorotalia (Turborotalia) tosaensis* の産出の有無と、*Pulleniatina* spp. の巻き方向変化について検討を行った。

Table 1. Stratigraphic distribution of calcareous nannofossils from the Urizun section.

Sample No.	A+100	A+200	A+300	A+400	A+600	A+700	A+800	B+0	B+100	B+200	C+20	D+0	D+100	E+0	E+10	E+20	E+40	E+60	E+70	E+80	E+100	E+120	E+130	E+140	E+150	F+0	F+10	F+20	F+40	F+50	G+10	G+20	G+40	G+50	G+60	G+80	G+100	G+120	G+140	G+150	H+0	H+20		
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>																																												
<i>Calcidiscus leptoporus</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Calcidiscus macintyreii</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Ceratolithus cristatus</i>	R		R		R																																							
<i>Coccolithus pelagicus</i>	R			R																																								
<i>Coccolithus sterckerii</i>																																												
<i>Cricosphaera quadrilaminata</i>																																												
<i>Cyclolithella annula</i>	R	R																																										
<i>Discoaster asymmetricus</i>	?																																											
<i>Discoaster berggrenii</i>																																												
<i>Discoaster brouweri</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Discoaster pentaradiatus</i>	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	
<i>Discoaster surculus</i>	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	
<i>Discoaster triaradiatus</i>	R	R	R	R	R	R	R																																					
<i>Discolithina japonica</i>																																												
<i>Discolithina cf. japonica</i>																																												
<i>Discosphaera tubifera</i>																																												
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>																																												
<i>Gephyrocapsa oceanica</i>																																												
<i>Gephyrocapsa spp. (small)</i>	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	
<i>Helicosphaera carteri</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Helicosphaera hyalina</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Helicosphaera sellii</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Oolithotus antillarum</i>																																												
<i>Pseudoemiliania lacunosa</i>	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	
<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i>	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r
<i>Reticulofenestra spp. (small)</i>	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
<i>Rhabdosphaera clavigera</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Rhabdosphaera longistylis</i>																																												
<i>Rhabdosphaera stylifera</i>																																												
<i>Scapholithus fossilis</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Sphenolithus abies</i>	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r
<i>Syracosphaera spp.</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Umbilicosphaera sibogae</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R

A: abundant, C: common, R: rare, r: reworked

Table 2. Stratigraphic distribution of calcareous nannofossils from the Golf Links section.

Sample No. (UJ-)	-540	-440	-240	-160	-60	-40	-10	+10	+20	+40	+60	+80	+100	+120	+140	+160	+180	+200	+250	+300	+350
<i>Braarudosphaera bigelowii</i>				R			R														
<i>Calcidiscus leptoporus</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Calcidiscus macintyre</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Ceratolithus cristatus</i>			R	R																	
<i>Coccolithus pelagicus</i>	R	R	R	R	R	R	R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Coccolithus sterckerii</i>				R	R																
<i>Cricosphaera quadrilaminata</i>							R										R				R
<i>Cyclolithella annula</i>					R	R		R			R				R				R		R
<i>Discoaster symmetricus</i>	R	R			R							r									
<i>Discoaster brouweri</i>	R	R	R	R	R	R	r	r	r		r	r		r							
<i>Discoaster pentaradiatus</i>	r	r	r	r	r	r			r												
<i>Discoaster surculus</i>		r																			
<i>Discoaster triradiatus</i>	R	R	R	R	R	R	r	r	r												
<i>Discolithina japonica</i>	R		R	R	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Discolithina cf. japonica</i>				R	R																
<i>Discosphaera tubifera</i>				R	R	R					R	R	R	R	R			R			
<i>Gephyrocapsa caribbeanica</i>																				R	R
<i>Gephyrocapsa</i> spp. (small)	C	C	C	C	C	C	C	C	R	A	A	C	C	C	C	A	A	A	C	A	A
<i>Helicosphaera carteri</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Helicosphaera hyalina</i>	R			R		R	R											R			R
<i>Helicosphaera sellii</i>	R	R	R	R	R	R	R	R			R	R	R	R	R			R	R	R	R
<i>Oolithotus antillarum</i>					R	R	R				R	R	R		R	R		R			R
<i>Pseudoemiliana lacunosa</i>	A	A	A	A	A	C	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A
<i>Reticulofenestra pseudumbilicus</i>	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r
<i>Reticulofenestra</i> spp. (small)	C	C	C	C	C	A	C	C	C	C	C	A	A	A	A	C	C	C	A	C	C
<i>Rhabdosphaera clavigera</i>	C	R	R	R	R	R	R		R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		R
<i>Rhabdosphaera longistylis</i>						R															
<i>Rhabdosphaera stylifera</i>			R	R		R	R		R			R	R	R	R		R	R	R	R	R
<i>Scapholithus fossilis</i>	R	R		R	R	R	R							R	R	R	R	R			R
<i>Sphenolithus abies</i>	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r	r
<i>Syracosphaera</i> spp.	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R
<i>Umbilicosphaera sibogae</i>	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R

A: abundant, C: common, R: rare, r: reworked

Pulleniatina spp. の巻き方向の検討では、50 個体前後を観察することを目安としたが、産出個体数の少ない試料もあったため、検討した個体数を示した (Tables 3, 4).

(1) うりずん露頭 浮遊性有孔虫化石の産出個体数はユニット A (島尻層群新里層) で 1g あたり 100 ~ 200 個体前後であるのに対し、ユニット B ~ K 下部では 1000 個体以上と極めて多い。後期鮮新世に出現する *G. (T.) tosaensis* はユニット B ~ G およびユニット K の最下部から産するのに対し、鮮新世末に出現する *G. (G.) truncatulinooides* の産出はユニット E/F 境界直上よりユニット K の最下部までに限られる (Table 3)。また、地質年代決定に重要な *Pulleniatina* spp. の巻き方向は、試料 A+300 で左巻き個体が多いのを除けば、ユニット A ~ E では、産出個体の 90 ~ 100 % を右巻き個体が占める。一方、その上位のユニット F ~ K 下部では、試料 J+200 を除き、ほぼ 90 % 以上を左巻きが占める。

さらに、ユニット K では、浮遊性有孔虫化石が産出した最上位の試料である K+800 で、右巻きが 90 % 以上を占め、巻きの急変が認められる。

(2) 守礼ゴルフ場露頭 うりずん露頭と同様に、下部のシルト岩 (島尻層群新里層) からは浮遊性有孔虫化石の産出量が少ないのに対し、石灰質砂岩 (知念層) からは極めて多い。後期鮮新世に出現する *G. (T.) tosaensis* は露頭下部と上部から産するのに対し、鮮新世末に出現する *G. (G.) truncatulinooides* はシルト岩 / 石灰質砂岩境界 (UJ-10 と UJ-40 の間) より上位で連続に産出する (Table 4)。 *Pulleniatina* spp. の巻き方向は、下位のシルト岩では、下部の試料 UJ-440 でのみ右巻き個体が 24 % にとどまっているものの、他の試料はいずれも右巻き個体が 50 % から 85 % と優勢である。一方、上位の石灰質砂岩では、左巻き個体が 80 % から 90 % 以上を占め、圧倒的に卓越する。

Table 3. Stratigraphic distribution of selected planktonic foraminifera from the Urizun section. Number of *Pulleniatina* specimens found in a sample is shown.

Sample No.	A+100	A+200	A+300	A+400	A+500	A+600	A+700	A+800	B+10	B+100	C+20	D+100	E+50	E+100	E+150	F+0	F+50
<i>Globorotalia</i> (<i>Globorotalia</i>) <i>truncatulinooides</i>																○	○
<i>Globorotalia</i> (<i>Turborotalia</i>) <i>tosaensis</i>										○		○		○			○
<i>Pulleniatina</i> spp. (dextral)	6	3	1	11	6	4	5	28	9	29	16	20	24	48	49	8	3
<i>Pulleniatina</i> spp. (sinistral)	0	1	5	2	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	6	74	66

Sample No.	G+50	G+100	G+150	H+100	H+140	I+200	I+500	I+800	I+1000	J+200	J+500	J+800	J+1000	K+50	K+500	K+800	K+1100
<i>Globorotalia</i> (<i>Globorotalia</i>) <i>truncatulinooides</i>	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○			○			
<i>Globorotalia</i> (<i>Turborotalia</i>) <i>tosaensis</i>		○												○			
<i>Pulleniatina</i> spp. (dextral)	1	1	—	1	8	6	0	0	1	31	4	2	—	6	5	30	
<i>Pulleniatina</i> spp. (sinistral)	32	50	—	52	87	71	50	70	48	50	125	106	—	136	30	1	

○ : present (not counted), — : not studied

Table 4. Stratigraphic distribution of selected planktonic foraminifera from the Golf Links section. Number of *Pulleniatina* specimen found in a sample is shown

Sample No. (UJ-)	-540	-440	-240	-160	-60	-40	-10	+10	+60	+120	+200	+350
<i>Globorotalia</i> (<i>Globorotalia</i>) <i>truncatulinooides</i>							○	○	○	○	○	○
<i>Globorotalia</i> (<i>Turborotalia</i>) <i>tosaensis</i>	○	○	○						○	○	○	○
<i>Pulleniatina</i> spp. (dextral)	3	15	63	28	21	30	16	12	10	7	14	2
<i>Pulleniatina</i> spp. (sinistral)	7	48	11	18	18	22	134	56	48	81	71	52

○ : present (not counted)

知念層の地質年代と対比

はじめに述べたように、琉球列島における泥岩相の島尻層群から石灰質砂岩・砂質石灰岩相の知念層への岩相変化は、琉球列島海域がサンゴ礁海域へと変化する過程を推定する上で重要な研究対象となっている。これまで、琉球列島における微化石層序に関する研究が数多くなされてきたが、それらの研究で示された地質年代に関しては、若干の混乱があると指摘される。そこで本項では、まず、微化石層序と地質年代の関係について整理したうえで、次に知念層の地質年代について議論する。

1. 微化石層序と地質年代に関する問題点

沖縄本島に分布する知念層の地質年代は、浮遊性有孔虫化石 (Natori, 1976; 三嶋・氏家, 1983; Ujiié, 1985) や石灰質ナンノ化石生層序に基づいて議論されてきた (西田, 1973, 1977, 1980; Tanaka and Ujiié, 1984)。そのうち浮遊性有孔虫化石生層序を検討した研究の多くでは、鮮新統/更新統境界は *Globorotalia* (*Globorotalia*) *truncatulinooides* の産出下限 (Olduvai サブクロン直下) で決定されており、同境界は新里層最上部にあること、および新里層と知念層境界に不整合が存在することが指摘されている。また、石灰質ナンノ化石生層序の検討結果では、新里層と知念層の境界直下に

Discoaster brouweri の産出上限が、同境界の約 20m 上位に *Gephyrocapsa oceanica* の出現層準があることが報告された (西田, 1980)。しかし、知念層の地質年代に関しては特に言及されず、更新統の示準化石といわれる石灰質ナンノ化石種 *G. oceanica* の出現時期が緯度によって異なり、時間軸と斜交することが述べられるにとどまった (西田, 1980)。

鮮新統/更新統境界の位置については、佐藤ほか (1988) や高山ほか (1995) に詳しく記述されているため、ここでは繰り返さないが、同境界の模式地 (イタリア南部の Vrica) では、鮮新統/更新統境界直下に古地磁気層序の Olduvai サブクロンの上限がある。また、模式地セクションの石灰質ナンノ化石調査結果 (佐藤ほか, 1988; Takayama and Sato, 1993-1995) によれば、*Gephyrocapsa caribbeanica* および *G. oceanica* の初産出層準が鮮新統/更新統境界に最も近く、それぞれの初産出層準は境界の 11m および 25m 上位に位置する。したがって、鮮新統/更新統境界の決定は石灰質ナンノ化石 *G. caribbeanica* の出現で決定するのが最も適している。また、従来より鮮新統/更新統境界の決定に有用とされてきた浮遊性有孔虫の *G. (G.) truncatulinooides* 産出下限は、それより古く、鮮新統上部にある。一方、西田 (1980) が指摘した *G. oceanica* の出現時期が緯度によって

Fig. 5. Late Pliocene to Quaternary calcareous nannofossil datum planes (after Sato et al., 1992; Sato and Kameo, 1996; Sato et al., 1999).

異なるという問題は、当時の研究者間に見られた同定基準の違いが原因であり、現在では第四紀示準化石による対比基準面の大部分は、北大西洋から太平洋海域、地中海の鮮新統／更新統模式地、さらには北極海域においても古地磁気層序と一定の関係にあることが証明されている（例えば、佐藤ほか, 1988; Sato et al., 1992; Sato and Kameo, 1996). Fig. 5は、これらの成果に基づいてまとめられた石灰質ナノ化石対比基準面とその年代値および古地磁気層序との関係（佐藤ほか, 1999）で、第四紀対比基準面が上記の海域・地域で追跡されることを明瞭に示している。

このような背景に基づいて、前述の石灰質ナノ化石および浮遊性有孔虫の検討結果から、知念層の地質年代について議論する。

2. 各セクションの地質年代

(1) うりずん露頭 石灰質ナノ化石の産出状況を見ると、ユニット A～E 間では、鮮新世中期に出現する *Pseudoemiliana lacunosa* が連続して認められ、かつその多産下

限が基準面 14 (2.09Ma) を規定する *Gephyrocapsa* spp. (small) も全層準を通じて多産する (Fig. 6). また、その産出上限が基準面 13 (1.97 Ma) を規定する *D. brouweri* もほぼ連続して産出し、更新世の示準化石 *G. caribbeanica* および *G. oceanica* は認められない。したがって、ユニット A～E 間は基準面 13 と 14 の間に対比され、その年代は 2.09～1.97Ma (後期鮮新世) である。一方、浮遊性有孔虫化石の検討結果に基づけば、ユニット A～E では、*Pulleniatina* spp. の右巻き個体が優勢であること、後期鮮新世に出現する *Globorotalia* (*Turborotalia*) *tosaensis* が産出するものの、古地磁気層序の Olduvai サブクロン直下に初出現層準をもつ *G. (G.) truncatulinoides* が産出しないことから、それらのユニットは上部鮮新統に対比され、その年代は 3.35～2.00Ma (Berggren et al., 1995) と結論される。この結果は、石灰質ナノ化石の検討結果と調和的である（なお、Berggren et al. (1995) が浮遊性有孔虫基準面の年代値算出に際し、基準とした古地磁気層序の年代値は、佐藤らが

基準とした Cande and Kent (1995) のものとは異なるため、石灰質ナノ化石と浮遊性有孔虫化石の基準面の年代値は厳密には直接比較できない。したがって、ユニット A～E 間の地質年代は、石灰質ナノ化石調査結果に基づく、後期鮮新世の 2.09～1.97Ma となる。また、以上の石灰質ナノ化石と浮遊性有孔虫化石の生層序データは、ユニット A (新里層) とユニット B (知念層) の間に大きな時間間隙が存在しないことを示す。なお、ユニット E の最上部、ユニット F との境界部直下の試料からは、更新世の示準化石である石灰質ナノ化石 *G. caribbeanica* および *G. oceanica* が産出するが、産出個体が極めて少ないことや、上位層との境界部が生物擾乱によって乱されていることなどから、本来、上位層に含まれていたものが、生物擾乱で下位層に混入したものと解釈される。

不連続面を挟んでその上位に位置するユニット F、G から産出する石灰質ナノ化石には、更新世の示準化石で、その産出下限がそれぞれ基準面 12 (1.73Ma) と 11 (1.65 Ma) を規定する *G. caribbeanica* と *G. oceanica* が認められる。しかし、その産出が基準面 10 (1.45Ma) を規定する 6 ミクロンを超える大型の *Gephyrocapsa* spp. (large) は産しない。よって、これらのユニットの地質年代は更新世初期の 1.65～1.45Ma と結論される。なお、Takayama and Sato (1987) によると、*C. macintyreii* の絶滅と *G. oceanica* の出現の時期が同じであることが指摘されている。本セクションの調査結果では、保存状態の良い *C. macintyreii* の産出が *G. oceanica* の産出下限より約 150cm 上位の試料 G+100 まで認められた (Table 1)。このことは、両種が極く短い期間に共存していたことを示している。

浮遊性有孔虫化石は、Olduvai サブクロン直下に初出現層準をもつ *G. (G.) truncatulinoides* が産出し、*Pulleniatina* spp. の巻き方向はユニット F～I で左巻き個体優勢、ユニット K 最上部で右巻き個体優勢である。Oda (1977) や Ibaraki (1986) によると、*Pulleniatina* spp. の巻き方向は、Olduvai サブクロンで左巻きへ、その上位の 1.6Ma で右巻きへと変化する。したがって、浮遊性有孔虫化石の検討結果からは、ユニット F～K の地質年代は 2.0～1.6Ma と決定され、この結果は石灰質ナノ化石の検討結果とよい一致を示す。以上より、ユニット F～K の地質年代は 1.65Ma からそれよりやや新しい年代と推定される。

これらの結果から、露頭で観察されるユニット E/F 間の時間間隙は、石灰質ナノ化石調査結果に基づく少なくとも 1.97～1.65 Ma の間で、約 30 万年と推定される (Fig.6)。

(2) 守礼ゴルフ場露頭 石灰質ナノ化石の検討結果は、その多産下限が基準面 14 (2.09Ma) を規定する *Gephyrocapsa* spp. (small) が全試料より多産し、その絶滅が基準面 13 (1.97Ma) を規定する *D. brouweri* および *D. triradiatus* は、再堆積と考えられる個体を除けば、露頭最下部より試料 UJ-40 までの間で連続して産出することを示す。したがって、下位のシルト岩は基準面 14 (2.09Ma) より上位で、基準面 13 (1.97Ma) が UJ-10 と UJ-40 の間に存在すること

になる (Fig.6)。一方、更新世の示準化石で、その産出下限が基準面 12 (1.73Ma) を規定する *G. caribbeanica* は、露頭最上部の UJ+300 と UJ+350 の 2 試料に認められるが、その産出下限が基準面 11 (1.65Ma) を規定する *G. oceanica* は産出しない。したがって、守礼ゴルフ場セクションにおける調査範囲の地質年代は 2.09Ma より新しく、1.65Ma までの間であり、基準面 13 (1.97Ma) は試料 UJ-10 と UJ-40 の間に、基準面 12 (1.73Ma) は UJ+250 と UJ+300 の間に存在する。浮遊性有孔虫化石の検討結果は、*Pulleniatina* spp. の巻き方向は UJ-10 と UJ-40 の間を境に右巻き優勢から左巻き優勢に変化し、UJ-40 から上位で Olduvai サブクロン直下に初出現層準をもつ *G. (G.) truncatulinoides* が産出する。したがって、UJ-10 と UJ-40 の間に、その地質年代が 2.0Ma である層準が存在すると推定され、これは石灰質ナノ化石の検討結果とよい一致を示す。以上の結果より、本露頭の地質年代は鮮新世末から更新世最初期で、その地質年代は石灰質ナノ化石生層序に基づいて、2.09Ma より新しく、1.65Ma より古いと結論される (Fig.6)。

なお、本研究の検討結果によれば、試料 UJ-40 と UJ-10 の間には、浮遊性有孔虫化石の *Pulleniatina* spp. の右巻き優勢から左巻き優勢への変化層準だけでなく、*G. (G.) truncatulinoides* の産出下限と石灰質ナノ化石 *Discoaster* の産出上限が存在することになる。一般に、本邦の太平洋側の掛川地域や房総半島における浮遊性有孔虫化石生層序の研究結果では、*G. (G.) truncatulinoides* の産出下限は、*Pulleniatina* spp. の右巻きから左巻きへの巻き方向変化層準よりやや上位の左巻き優勢層準中にあるとされている (Oda, 1977; Ibaraki, 1986)。また、Oda (1977) が浮遊性有孔虫化石を検討した試料の石灰質ナノ化石を調査した佐藤ほか (1988) の結果によれば、房総半島では *Discoaster* 属の産出上限は *Pulleniatina* spp. の左巻き優勢層準中にある。したがって、守礼ゴルフ場露頭で *Pulleniatina* spp. の右巻き優勢から左巻き優勢への変化層準、*G. (G.) truncatulinoides* の産出下限、*Discoaster* 属の産出上限が、UJ-40 と UJ-10 の間に集中することは、両者間に若干の堆積間隙もしくは堆積速度の低下が想定されることを示唆する (Fig.6)。

3. 知念層の地質年代

上述の結果に基づいて、知念層の地質年代について考察する。うりずん露頭ではユニット B～K が知念層に対比され、その地質年代は後期鮮新世末から更新世初めに相当する 2.09Ma から 1.65Ma よりやや新しい年代までの間である。また、知念層下部のユニット E/F 間に鮮新統/更新統境界が引かれるが、同境界は不連続面であり、その時間間隙は少なくとも、1.97～1.65Ma の間で、約 30 万年と推定される (Fig.6)。一方、守礼ゴルフ場露頭では、知念層の基底は 2.09～1.97Ma であるが、うりずん露頭でみられた *Pulleniatina* spp. の右巻きが卓越して産する石灰質砂岩に対比される堆積物が認められないことから (Fig.6)、その基底の地質年代はうりずん露頭の年代よりやや新しい。また、守礼ゴル

Fig.6. Lithostratigraphic and biostratigraphic relationship between the Urizun and Golf Links sections.

フ場露頭では鮮新統／更新統境界は知念層基底の約 3m 上位（石灰質ナノ化石基準面 12 の層準）に位置し、調査した範囲の最上部 UJ+350 までの間の年代は、基準面 12 と 11 の間（1.73～1.65Ma）に対比される。以上より、わずか 200 m 離れたうりずん露頭と守礼ゴルフ場露頭間で知念層基底の地質年代が異なることになる。この原因は、うりずん露頭に認められた構造差（Fig.2）によるもので、うりずん露頭の北北西に位置する守礼ゴルフ場露頭では知念層最下部が欠層することになる。このような構造差の形成は、平塚・松田

（1998）や中川ほか（2001）が指摘したように、島尻層群堆積時の泥の海が、琉球層群堆積時のサンゴ礁が広がる海へと変化した過程で発生した構造運動によるもので、それがうりずん露頭周辺における知念層の層位分布に影響を与えたと考えられる。

また、平塚・松田（1998）や中川ほか（2001）は、沖縄本島南部の島尻層群新里層、知念層、琉球層群の微化石層序の検討から、島尻層群から知念層を経て琉球層群に至る岩相変化のタイミングが、近接する露頭間でも大きく異なること

を報告した。今回の筆者らの新知見は、彼らのデータを補強するものである。これらの研究は、知念層の水平・垂直分布様式は、当時の古地形や海況等の局所的条件を反映して極めて変化に富み、これにうりずん露頭でみられたような構造運動も大きな影響を及ぼしたことを示している。したがって、島尻層群の泥の海と琉球層群のサンゴ海の間相である知念層の堆積相と地質年代について知見を集積することは、琉球サンゴ海の形成過程復元に極めて重要であることを示唆している。

ま と め

本論では、沖縄本島南部知念村のうりずん露頭とそれに近接する守礼ゴルフ場露頭における知念層の石灰質ナンノ化石および浮遊性有孔虫化石生層序を検討した。その結果、調査した範囲における知念層の上限の地質年代は、うりずん露頭で1.65 Ma よりやや新しい更新世初期、守礼ゴルフ場露頭では更新世最初期の1.73 ~ 1.65 Ma 間であり、層基底の年代は両露頭とも1.97 Ma よりやや古い鮮新世末であることが明らかとなった。ただし、うりずん露頭における知念層の基底の地質年代は、守礼ゴルフ場露頭の同基底年代よりやや古い。また、うりずん露頭および守礼ゴルフ場露頭のいずれでも時間間隙が認められたが、その層準と規模は両露頭が近接するにもかかわらず異なることが明らかになった。すなわち、うりずん露頭では知念層下部に約30万年の時間間隙が、守礼ゴルフ場では新里層と知念層の境界に若干の時間間隙が推定される。

本研究の結果は、中川ほか(2001)が指摘したように、琉球列島において泥岩相の島尻層群から石灰質砂岩・砂質石灰岩相の知念層への岩相変化が様に起きたものではないことを示しており、このような岩相層序と微化石層序との関係について解明を進めていくことが、琉球列島が現在のようなサンゴ礁の広がる海域へと姿を変えた過程を復元する上で重要であることを示唆している。

謝 辞

本研究をまとめるにあたり、東北大学大学院理学研究科尾田太良教授には浮遊性有孔虫化石層序に関して有益なご助言を頂いた。秋田大学工学資源学部千田恵吾氏にはプレパラート作成でお世話になった。また、査読者である産業技術総合研究所の田中裕一郎氏、兼子尚知氏、および編集幹事の入月俊明氏には有益なコメントを頂いた。ここに記して謝意を表します。

文 献

Berggren, W. A., Hilgen, F. J., Langereis, C. G., Kent, D. V., Obradovich, J. D., Raffi, I., Raymo, M. E. and Shackleton, N. J., 1995, Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **107**, 1272–1287.
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.
平塚美友紀・松田博貴, 1998, 沖縄本島下部更新統知念層の堆積相に基づく堆積環境の復元。日本地質学会第105年学術大会要旨, 63.

Ibaraki, M., 1986, Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Kakegawa area on the Pacific coast of central Japan. *Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ.*, **20**, 39–173.
兼子尚知, 1994, 沖縄本島南部における琉球層群の層序。日本地質学会第101年学術大会要旨, 61.
Matsumoto, R., Takeuchi, R., Nakagawa, H. and Sato, T., 2002, Tectonics, sedimentation and methane seep event at around the Pliocene/Pleistocene boundary, Okinawa, Ryukyu Islands, SW Japan. *16th Internat. Sediment. Congr. (Johannesburg, South Africa), Abstracts*, 441.
松本 良・武内里香・中川 洋・佐藤時幸・小松原純子・井龍康文・松田博貴・小田原啓・ロバート ジェンキンス・チェン イーフェン, 2002, “うりずん露頭”の島尻層—知念層—琉球石灰岩: 急速な浅海化とメタン・イベント。日本地質学会第109年学術大会要旨, 77.
三嶋昭二・氏家 宏, 1983, 沖縄本島・島尻層群の浮遊世有孔虫層序と地質構造。月刊地球, **5**, 713–721.
中川 洋・松田博貴・佐藤時幸・平塚美友紀・尾田太良, 2001, 沖縄本島南部知念層の堆積相と堆積年代—予察—。堆積学研究, no. 53, 99–101.
Natori, H. 1976, Planktonic foraminiferal biostratigraphy and datum planes in the late Cenozoic sedimentary sequences in Okinawa-jima, Japan. In Takayanagi, Y. and Saito, T., eds., *Progress in Micropaleontology*, Micropaleontology Press, New York, 214–243.
西田史朗, 1973, 南西諸島上部新生界石灰質超微化石群の予察的研究, 地質学論集, no. 8, 63–75.
西田史朗, 1977, 琉球列島上部新生界の石灰質超微化石層序。海洋科学, **9**, 525–529.
西田史朗, 1980, 沖縄南部の鮮新統/更新統境界付近の石灰質ナンノプランクトン層序。地質雑, **86**, 525–536.
Oda, M., 1977, Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, central Honshu, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, **48**, 1–72.
大清水岳史・井龍康文, 2002, 沖縄本島勝連半島沖の島々に分布する知念層および琉球層群の層序。地質雑, **108**, 318–335.
Sato, T. and Kameo, K., 1996, Pliocene to Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy of the Arctic Ocean, with reference to late Pliocene glaciation. In Thiede, J., Myhre, A.M., Firth, J.V., Johnson, G.L. and Ruddiman, W. F. eds., *Proc. ODP, Sci. Res.*, **151**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 39–59.
佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲, 1999, 石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序。地球科学, **53**, 265–274.
Sato, T., Takayama, T. and Kameo, K., 1992, Coccolith biostratigraphy of the Arabian Sea. In Prell, W.L., Niitsuma, N. et al. eds., *Proc. ODP, Sci. Res.*, **117**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 37–54.
佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司, 1988, 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その4: 総括—太平洋側および鮮新統/更新統境界の模式地ととの対比。石油技誌, **53**, 475–491.
Takayama, T. and Sato, T., 1987, Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. In Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., Thomas, E. et al., eds., *Initial Rept. DSDP*, **94**, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 651–702.
Takayama, T. and Sato, T., 1993–1995, Coccolith biostratigraphy of the Pliocene/Pleistocene boundary stratotype. *Ann. Geol. des pays Helvéniques le serie, T.* **36**, 143–150.
高山俊昭・佐藤時幸・亀尾浩司・後藤登美子, 1995, 第四系石灰質ナンノ化石層序と鮮新統/更新統境界の年代値。第四紀研究, **34**, 157–170.
Tanaka, Y. and Ujiie, H., 1984, A standard Late Cenozoic microbiostratigraphy in southern Okinawa-jima, Japan. Part 1. Calcareous nannoplankton zones and their correlation to the planktonic foraminiferal zones. *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo, Ser. C*, **10**, 141–168.
土谷信之・吉川敏之, 1994, 刈和野地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, つくば, 72p.
Ujiie, H., 1985, A standard Late Cenozoic microbiostratigraphy in southern Okinawa-jima, Japan. Part 2. Details on the occurrence of planktonic foraminifera with some taxonomic annotations. *Bull. Natn. Sci. Mus. Tokyo, Ser. C*, **11**, 103–136.

(要 旨)

佐藤時幸・中川 洋・小松原純子・松本 良・井龍康文・松田博貴・大村亜希子・小田原啓・武内里香, 2004, 石灰質微化石層序からみた沖縄本島南部, 知念層の地質年代. 地質雑, **110**, 38-50. (Sato, T., Nakagawa, H., Komatsubara, J., Matsumoto, R., Iryu, Y., Matsuda, H., Omura, A., Odawara, K. and Takeuchi, R., 2004, Geological age of the Chinen Formation in the southern Okinawa-jima based on calcareous microfossils. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **110**, 38-50.)

沖縄本島南部のうりずん露頭とそれに近接する守礼ゴルフ場露頭における知念層の石灰質ナンノ化石および浮遊性有孔虫化石生層序を検討した。その結果、知念層基底の地質時代は両露頭とも 1.97 Ma よりやや古い鮮新世末に対比されるが、うりずん露頭における知念層の基底の地質年代は、守礼ゴルフ場露頭の同基底年代よりやや古い。また、うりずん露頭および守礼ゴルフ場露頭のいずれにも時間間隙が認められたが、うりずん露頭では知念層下部に約 30 万年の時間間隙が、守礼ゴルフ場では新里層と知念層の境界に若干の時間間隙が推定され、両露頭は近接するにもかかわらず、時間間隙の層準および規模が異なることが明らかとなった。

本研究の結果は、琉球列島が現在のようなサンゴ礁の広がる海域へと姿を変えた過程を復元するためには、知念層およびその上下層の岩相層序と微化石層序との関係を解明することが、重要であることを示唆している。