沖縄トラフおよび石垣島南方で採取された IMAGES コアに基づく 過去約25万年間の表層・中層水の変動

氏家由利香*・氏家 宏**

*カリフォルニア大学バークレー校(現:ジュネーブ大学)・**琉球大学名誉教授

Dynamic changes of the surface and itermediate waters in the Ryukyu Arc region during the past $\sim 250,000$ years: based on planktonic and bethic foraminiferal analyses of two IMAGES cores.

Yurika Ujiié* and Hiroshi Ujiié**

*University of California-Berkeley, Museum of Paleontology & Integrative Biology, USA. Present address: University of Geneva, Dept. Zoology and Animal Biology, Quai Ernest- Ansermet 30, 1211, Geneva, Switzerland. (Yurika.Ujiie@zoo.unige.ch); **University of the Ryukyus, Prof. Emeritus, Izumi-cho 1156-4-338, Tachikawa City, Tokyo 190-0015 (ujiie@green.ocn.ne.jp)

Abstract. Two IMAGES cores MD98-2196 (the Okinawa Trough side) and MD01-2398 (the Ryukyu Trench side) present a 250 kyr precise record of the oceanic environment in the Ryukyu Arc region, where is a key area for the Kuroshio Current of the subtropical circulation in the North Pacific Ocean. Here we reconstruct the changes in the surface and intermediate waters across the past two glacial cycles, based on planktonic and benthic foraminiferal assemblages.

During the deglacial and interglacial periods (MIS: Marine Isotope Stage 1, 5, 7), a distinct influence of warm surface water is recognized by high abundances of tropical/subtropical water species at both core sites. Especially, the abundance of *Pulleniatina* group, the dominant species of the Kuroshio water, increases in the Okinawa Trough for those periods according with global warming, suggested by planktonic δ^{18} O and sea surface temperature (SST) records. Interglacial hydrographic conditions are similar to today's condition of the Ryukyu Arc region, as supported by not only planktonic but also benthic foraminiferal assemblages.

On the other hand, cold water occupies this region during the glacial periods (MIS 2-4, 6). Especially, these glacial hydrographic changes are affected until the bottom layer in the Okinawa Trough, as estimated by benthic foraminiferal assemblages. The high abundance of Neogloboquadrina pachyderma demonstrates the development of cold water mass during MIS 2, particularly in the Okinawa Trough, whereas Turbolotalia inflata is more dominant than N. pachyderma during MIS 6, indicating strong influence of the western Pacific Central water mass over this region. The highest abundance of T. inflata between ca. 180 and 150 ka occurs simultaneously with the formation of a thick mixed layer in the east equatorial Pacific Ocean relating with the advection of an intermediate water ventilated from the polar area. It may indicate the global change in the intermediate water, though we do not find a significant relationship between North Pacific Intermediate Water (NPIW) and Sub-Antarctic Mode Water or Antarctic Intermediate Water (SAMW/AAIW) in the northwestern Pacific. Moreover, at the onset of Termination II (MIS 5/6), very strong upwelling intensity in the surface water is suggested by the abrupt increase of *Globigerina bulloides* only in the Okinawa Trough, according with the rising of the intermediate water represented as the spikes of its benthic environmental component at the Ryukyu Trench slope. From MIS 6 to Termination II, the intermediate water may become strong and provide high nutrient water to the marginal area responding to the development of winter monsoon, one of main producers for NPIW.

Key words: subtropical gyre, planktonic and benthic foraminiferal assemblages, interglacial-glacial cycles, intermediate water, Termination II

はしがき

北西太平洋の熱帯および亜熱帯地域は、モンスーン
やエルニーニョ・南方振動(ENSO: El Niño/Southern
Oscillation)システムの発達や変動に対して、非常に重要

な役割を果たす.特に琉球弧周辺の海域は,西赤道太平 洋の温暖水塊(WPWP: Western Pacific Warm Pool)から北西太平洋全体へ,熱伝導媒体(heat transfer)とし て温暖な気候を支える世界最大級の流速と流量をもつ表 層海流・黒潮の源流域となる.現在の黒潮は,沖縄トラ



図1.研究海域の地勢とコア採取地点

星印が2本のIMAGES(MD)コアの採取地点,また丸印が現世浮遊性・底生有孔虫の分布の研究(Kawagata and Ujiié, H., 1996; Ujiié, Y. and Ujiié, H., 2000)に用いた表層堆積物の採取地点を示す.

Fig. 1. Physiographic map showing locations of two study IMAGES (MD) cores and of the surface sediments used for the biogeographic distributions of the Recent planktonic and benthic foraminifera (Kawagata and Ujiié, H., 1996; Ujiié, Y and Ujiié, H., 2000).

フ内でその水塊の特徴を確立し、本州房総沖まで北上し ている.しかし、最終氷期には琉球弧海域は、海水準低 下などに伴い著しい地形変化によって、黒潮の主流路の 変動とそれに伴う気候変化の可能性が示唆された(例え ば、Ujiié, H. and Ujiié, Y., 1999; Ujiié, Y. et al., 2003). 一 方、本海域北部に相当する男女海盆のコアを中心にして、 Ujiié, H. and Ujiié, Y. (1999)等が示唆した海水準・地形 変化について反論しながら、明確な原因について言及し ていないものの、やはり最終氷期に黒潮の影響が弱まる 現象は認めている(例えば、Xu and Oda, 1999; Ijiri et al., 2005).Ujiié, Y. et al. (2003)は、過去約2万年間の主 に浮遊性有孔虫の群集解析の結果等から、最終氷期だけ でなく、約4.5~3.0 kaにも、黒潮と周辺の表層水塊の大 変動を示し、さらに後者は北赤道海流を含む一連の温暖 な表層海流の変化を伴うことから、誇張されたエルニー ニョ的環境の現象であると推測している. このように, 琉球弧海域では多様な表層水塊の変動が認められ, さら なる古海洋学的研究が必要である.

これまで、琉球弧海域で採取されたコア試料はほと んどが最終氷期までで、高時間分解能かつ長期間の古 海洋環境記録はなかった.しかし、1998年と2001年の IMAGES (International Marine Past Global Changes Study) 航海により、沖縄トラフ内と太平洋側・石垣島南 方沖から、各々コア長3888 cmと3380 cm のピストンコ ア試料を採取し、ともに海洋酸素同位体ステージ (MIS: Marine Isotope Stage) 7以上にまで達する情報を得るこ とができた.本研究では、これら2本のコアを用い、黒 潮本流内外で比較しながら、浮遊性・底生有孔虫の群集 解析を主に、表層-中層-底層といった水柱構造を考慮 した過去約25万年間の古海洋環境変化の復元を試みる. 特に、これまで研究がなされてきた最終氷期から完新世 (MIS 1/2) に対し、完新世と非常に類似した気候であっ たとされる最終間氷期とその前の氷期(MIS 5/6)といっ た、2つの氷期-間氷期サイクルについて、氷期から間 氷期への移行時の各水塊の変化を復元し、グローバルな 気候変動との関連や影響について検討していきたい.

海洋物理的環境

琉球弧海域は、北太平洋の亜熱帯ジャイアの西端に 位置する.黒潮は、このジャイアの西岸境界流として、 フィリピン沖で北赤道海流から分岐後、琉球弧の与那国 島と台湾の間を通って沖縄トラフへ流入する(図1).与 那国島-台湾間の流入口の水深は最大約800 m と浅いこ とから、黒潮水塊は水深約600 m で表層流と中層流に分 離される(Kawabe, 2001).主として表層流(黒潮)が沖 縄トラフ内で中国大陸側からの汽水等とも混合しながら、 大陸棚の縁に沿って北上し、トカラ海峡にて太平洋側へ 流出する.ここで先に分離され琉球海溝沿いを北上して きたと考えられる、同起源の中層流と合流し、九州から 四国、房総沖へ北上する.

この亜熱帯ジャイアによって、水深約300~400 m で 低塩分となる西太平洋中央水塊が区別されており、琉球 弧海域の太平洋側もその影響下である.沖縄トラフ内で 黒潮によって大陸棚側の沿岸系の水塊と境界が築かれて いる.さらに、同ジャイアと亜寒帯ジャイア間に位置す る房総沖では、黒潮水塊と南下してきた親潮水塊が混合 し、北方起源の北太平洋中層水 (NPIW: North Pacific Intermediate Water)が亜熱帯ジャイアへ拡散し循環して いると考えられているが (Yasuda, 2004)、琉球弧海域ま での影響は確認されていない.

使用した試料と手法

試料採取地点と岩相

本研究で使用された2本のコア試料は、琉球弧周辺海域 である沖縄トラフ内のMD98-2196(北緯29°52.58'・東経 128°36.50',水深951 m),琉球海溝陸側斜面のMD01-2398 (北緯23°59.51'・東経124°24.76',水深2140 m)から各々, 1998 年(IMAGES IV 航海) と2001 年(IMAGES VII 航海)に採取された.共に,船上にて3.5KHz 音波探査を 実施し、十分な堆積層の層厚を持ち、フラットな反射面 から堆積層が乱れてないことが推定された.さらにコア MD01-2398の採取時では、琉球海溝斜面での連続的な堆 積層の採取は困難で、過去の経験によりタービダイト層が 多く確認されていることから(Ujiié, H. et al., 1997),サ イドスキャンソナー探査によるコアサイト周辺の地形探査 も実施して、こうした難点を克服することに努めた.その 結果、斜面上に緩やかな小丘(約3~4 km²)の存在が確 認され、同コアを頂上部付近から採取した. コア MD98-2196 は3888 cm 長で, 岩相は塊状のシルト 質泥であり,数 cm 厚の火山灰層が12枚,細粒砂層が4枚 含まれる.一方,コア MD01-2398 は3380 cm 長で,岩相 はシルト質泥ないし泥であるが,若干の生物擾乱の痕跡 とラミナが認められる他は塊状といえる.本コア中にも 多くの火山灰16層が確認できる.

サンプリングと分析方法

2本のコア試料において、各々2.5 cm³のプラスチック キューブにより、火山灰層や砂層を除いて10 cm 間隔で連 続サンプリングを行った。各キューブとも乾燥の前後で それぞれ質量を秤量、また体積を乾式自動密度計アキュ ピック1330(東京大学海洋研究所所有)で測定して密度 計算を行い、全乾燥密度(DBD: Dry Bulk Density)も求 めた。これらのキューブ試料は乾燥後、63 µm のふるいを 通して水洗し、残渣の質量も測定して含泥率を得た。乾 燥し残渣は、2分割して半分を安定酸素・炭素同位体比 や AMS¹⁴C 年代値の測定用、残り半分はさらに2分割し て各々を浮遊性有孔虫および底生有孔虫の群集解析用と した。なおAMS¹⁴C 年代値用の試料には、キューブ1 個 分を使用した層準もある。

各コアの年代軸を得るため,10 cm 間隔で安定酸素・炭 素同位体比(δ^{18} O, δ^{13} C)の測定を行った.250~425 μ mサ イズの浮遊性有孔虫 *Globigerinoides sacculifer*(Brady)を 30~40 個体拾いだし,均等に粉末化し,コア MD98-2196 についてはFinnigan MAT 251 質量分析計(LSCE: Le Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette, France 所有, Dr. Franck Bassinot と共同 研究)で,コア MD01-2398 については Micromass Optima (産業技術総合研究所情報研究部門・川幡研究室所有,川 幡穂高博士と共同研究)で測定した.測定精度は,前者の 分析では δ^{18} Oが±0.04 ‰, δ^{13} Cが±0.05 ‰,後者の分析 では δ^{18} Oが±0.03 ‰, δ^{13} Cが±0.02 ‰ であった.

さらに、コア MD98-2196 では 2 層準(0,92 cm)、コ ア MD01-2398 では 6 層準(0,100,140,210,320,410 cm) にて、各試料で浮遊性有孔虫*Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny)を500 個体拾いだし、AMS¹⁴C年代値を前者 は名古屋大学年代測定総合研究センター(中村俊夫博士 と共同研究)、後者は University of Kiel (川幡穂高博士, Dr. P.F. Grootes と共同研究)にて測定した。上記の層準 については、特に 8¹⁸O 曲線の結果に基づいて決定してい るが、コアトップについては、コアリングの性質上、コ アラーが着底した際に海底面の非常に柔らかい表層部分 が欠如してしまう可能性が高いため、必須の測定層準と した。

浮遊性有孔虫の群集解析では、1/4 分割された試料を 適切な量まで分割し、150 μm 以上の大きさの個体を全て 拾いだした(1 試料あたり 300 個体前後含んでいる). コ ア MD98-2196 では10 cm ごとに、コア MD01-2398 では、 Marine Isotope Stage (MIS) 2 から1 までと、6 から5

氏家由利香・氏家 宏



図2. コアMD98-2196とMD01-2398の安定酸素同位体比(δ¹⁸O)曲線.砂地部分は氷期,矢印はAMS¹⁴C年代値 を得た層準を示す.

Fig. 2. Stable oxygen isotope ratios. The shade areas show glacial periods. Arrows indicate levels for AMS¹⁴C ages.

までは10 cm ごとに, その他の層準は20 cm ごとに鑑定 した. 種の形態分類基準は Ujiié, Y. and Ujiié, H. (2000) に従った. また本研究では, 浮遊性有孔虫の群集組成を 用いて, Modern Analog Technique (MAT) による夏季・ 冬季の古表層水温を推測した. この手法では CLIMAP の データに Ujiié, Y. and Ujiié, H. (2000) による琉球弧海 域での詳細なデータも加えて解析した. 詳しくは Ujiié, Y. *et al.* (2003) を参照されたい.

底生有孔虫の群集解析では、1/4 分割された試料を適切な 量まで分割し、73μm以上の大きさの個体を1試料あたり約 250 以上になるように拾い出した.浮遊性有孔虫に比べて大 きさが150μm以下でも鑑定可能な成体が含まれるからであ る. なお、底生有孔虫群集解析では73μm以上というサイズ の統一を計る必要をUjiié, H. (2003)が呼びかけている.

結果と考察

年代軸と堆積環境

沖縄トラフ内のコア MD98-2196 の安定酸素同位体比 (δ^{18} O)曲線では、連続的にMarine Isotope Stage (MIS) 7まで達している (図2). SPECMAPの標準曲線と比較 すると、図中に示したように δ^{18} O値の各ピークが認めら れるが、5.3 と6.2 のピークについては不明瞭である。特 に、MIS6では、6.5以降は比較的値やその変動も小さい. また、同コアで得られた AMS¹⁴C 年代値から、コアトッ プは約3050 年前とわかっている.一方、太平洋側のコア MD01-2398 では、MIS 12 までの連続的なδ¹⁸O 曲線が得 られている.このコアでも、同様にSPECMAP の標準 曲線と非常によく対応し、各ピークが明瞭に認められる. また、AMS¹⁴C 年代値もδ¹⁸O曲線と調和的であり、コア トップの年代が約1450年前と欠損も少ない.

2本のコア各々で得られたる¹⁸O曲線のピークや各MIS 境 界とAMS¹⁴C 年代値をもとに、堆積速度を推定した(図3). コアMD98-2196 の堆積速度は、岩相にはほとんど関係なく、 氷期に速く(平均30.6 cm/kyr),間氷期に遅い(平均17.5 cm/kyr)傾向を示す.特にMIS6の後半とMIS2の前半は堆 積速度が非常に速く、約45 cm/kyr である.これは沖縄トラ フ西側にひかえる広大な大陸棚が、氷期の海水準低下に伴っ て陸化し、現在の大陸棚外縁(水深約 200m)付近までトラ フの縁付近まで沿岸線が張り出したと考えられ、堆積物をト ラフへ供給したためと考えられる.しかし、コア MD01-2398 の堆積速度については、約13~11 kaにおいて非常に速くな る(約50 cm/kyr)以外はほぼ一定であり、平均10 cm/kyr である.これは同コアサイトが太平洋側の小丘頂部であるた め、海水準変化に伴う著しい地形変化(特に大陸棚)に伴う 堆積物供給の影響を受けにくいためと考えられる.



図3. δ^{18} O 曲線の各ピークとAMS¹⁴C年代値より求めたコア MD98-2196とMD01-2398の堆積速度. 砂地部分は氷期を示す. Fig. 3. Sedimentation rate estimated from the control points in δ^{18} O curves and AMS¹⁴C ages. The shaded areas show glacial periods.

本研究では、琉球弧海域における黒潮本流内外の古海洋 環境変動を比較するため、コア MD98-2196 に合わせ、コア MD01-2398 に関しては MIS 8 後半以降のみを取り扱う.

浮遊性有孔虫の分類基準

2本のコアで浮遊性有孔虫47種が同定された.このうち, Turborotalia inflata (d'Orbigny) と T. crassaformis (Galloway obliquiloculata, (Parker and Jones) P. okinawaensis Natori および P. finalis Banner and Biowを Pulleniatina group にまとめ, Globigerina bulloides d'Orbigny と G. foliata Bolli & G. bulloides group $\& \mathcal{K}$, $\& \& \mathcal{K}$ Globigerinoides ruber (d'Orbigny), G. pyramidalis (van der Broeck) および めて、41種とし群集解析結果を得た.これらの分類基準の 詳細については Ujiié, Y. and Ujiié, H. (2000) を参照され たい. 各コア試料で上位から下位にわたって平均1%以上の 産出率を示す優勢種は各々15種あり、うち13種が両コアで 共通する.図4は、これら19優勢種の中で14種の相対産出 率変化を示しており、産出率に変動があまり見られない5種 Globigerinoides tenellus Parker, G. ruber, Orbulina universa (d'Orbigny), Globigerinella aequilateralis (Brady), および Globoturborotalia rubescens (Hofker) は除いてある.

これらのうち9種は,琉球弧海域で地理的特徴や生態的 特徴が示唆されている(表1).同海域では,パイロットコ アラー,マルチプル・コアラー,およびオケアングラブによ る総数55のコアのトップ1ないし2 cmを使って現世浮遊性 有孔虫の群集解析が行われている(Ujiié, Y. and Ujiié, H., 2000). それらのデータを用いてQ-mode, R-mode 因子分析 を行い、黒潮系・亜熱帯/熱帯系・寒冷系・沿岸系の4つの 水塊グループを識別した. ただし、ここでの寒冷系には、琉 球弧海域としては比較的水温の低い西太平洋中央水塊の特 徴種のT. inflata も含まれている. Bradshaw (1959) が太平 洋全域にかけてプランクトンネット・サンプリングを行って 得た現世浮遊性有孔虫の分布では, T. inflata が Truncorotalia truncatulinoides (d'Orbigny) と共に西太平洋中央水塊に 属する. さらに, Globigerinoides conglobatus (Brady) や Globigerinita glutinata (Egger) は熱帯域に特徴的な種とさ れている. 一方, Globigerina falconensis Blow は熱帯/ 亜熱 帯系と分類したが (Ujiié, Y. and Ujiié, H., 2000), 別途に 行われた太平洋広域サンプリングの解析では、東・西中央 水塊の特徴種として報告されている (William et al., 1980). これは、琉球弧海域においては、熱帯/亜熱帯系のグルー プは地理的に黒潮流軸外の広い分布域を示しており(Uiiié, Y. and Ujiié, H., 2000), G. falconensis が同グループへ分類 された可能性を示唆する. また, Neogloboquadrina incompta (Cifelli) は寒冷系に分類されたが(Ujiié, Y. and Ujiié, H., 2000)、日本沿岸や東シナ海大陸棚上のサンプルを含めた類 似の解析より, Globigerina quinqueloba Natlandと共にむし ろ沿岸系の特徴を示すと考えられる(Takemoto and Oda, 1997; Xu and Oda, 1999). 本研究では、表1にまとめたよう に黒潮および熱帯/亜熱帯系6種,寒冷系1種,中央水塊 系3種,沿岸系4種に区分してコアを解析した.

氏家由利香・氏家 宏



図4. コアMD98-2196とMD01-2398における,浮遊性有孔虫の14優勢種(黒潮2特徴種,亜熱帯4特徴種,寒冷系1種,中央水塊3種, 沿岸系4種)の産出率変動.実線がコアMD98-2196,点線がMD01-2398における産出率を示す.

Fig. 4. Time-series changes in 14 dominant planktonic foraminiferal species of cores MD98-2196 (solid line) and MD01-2398 (dotted line).

浮遊性有孔虫の群集解析に基づく表層水・中層 水上部の変動

コアMD98-2196(沖縄トラフ内)とMD01-2398(太平 洋側)共に,熱帯系種*Globorotalia menardii* (Parker, Jones and Brady), *G. tumida* (Brady) と*G. conglobatus*,若干 不明瞭だが*Globigerinoides sacculifer* (Brady)は,氷期-間氷期サイクルに同調して増減し,いずれも間氷期に多 産する(図4).また、コアMD98-2196では、黒潮系の Pulleniatina group が氷期-間氷期サイクルとの同調が著 しく、間氷期中に沖縄トラフ内では黒潮の影響が強い事 を示唆する.一方、同じく黒潮系のN. dutertrei はMIS1以 外で多産し、特に沖縄トラフ(コアMD98-2196)では氷 期のMIS2および6にやや増加する.これは、現在沖縄 トラフ内に黒潮本流があるため、黒潮特徴種 Pulleniatina group とジャイア縁辺部の特徴種 N. dutertrei が共存する が、氷期に黒潮本流が流路変更をすると、沖縄トラフ内

- 表1. Ujiié, Y. and Ujiié, H. (2000) に基づく現世浮遊性有孔虫の 各水塊グループの主要種リスト.
- Table 1. Major species representing each water mass in Recent planktonic foraminifera after Ujiié, Y. and Ujiié, H.(2000).

黒	潮系									
*	<i>Pulleniatina</i> group									
*	Neogloboquadrina dutertrei	(d'Orbigny)								
熱	熱帯/亜熱帯系									
*	Globorotalia tumida	(Brady)								
*	Globorotalia menardii	(Paker, Jones and Brady)								
*	Globigerinoides sacculifer	(Brady)								
	Globigerinoides conglobatus	(Brady)								
	Globigerinita glutinata	(Egger)								
*	* Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg)									
中央水塊系										
*	Turborotalia inflata	(d'Orbigny)								
	Truncorotalia truncatulinoides	(d'Orbigny)								
	Globigerina falconensis	Blow								
沿岸系										
*	Globigerina bulloides	d'Orbigny								
*	Globigerinella calida	(Parker)								
	Globigerina quinqueloba	Natland								
	Neogloboquadrina incompta	(Cifelli)								
	+ II''' () (III''' II (0000)==									

*は、Ujiié,Y. and Ujiié, H., (2000) で識別された、各水塊の特徴種

では縁辺海 (gyre margin) の特徴種*N. dutertrei*のみが 卓越する,という最終氷期の水塊挙動を示唆したUjiié, Y. *et al.* (2003) の推論と一致する.また,熱帯系種の *G. glutinata*は、コアMD98-2196では他種と同様、氷期-間氷期サイクルへの同調を示すが、コアMD01-2398では ほぼ一定した産出率である.

寒冷系種 N. pachyderma 産出率の変化は、2本のコアと もに、氷期-間氷期サイクルと同調し、熱帯系種とは反 対に氷期中に増加する(図4).しかし、いずれもMIS6 よりも MIS2 での多産が顕著である。特に、MIS6後期 (約150~130 ka)では同種は減少傾向にあり、同じ氷期で ある MIS2 と6とでは異なる寒冷な環境(水塊)の影響 下であった可能性が示唆される。

一方,現世でやや寒冷系を示唆する中央水塊特徴種の G. falconensis と T. inflata は、2本のコアでともに、MIS 6 とMIS 3 から4 にかけて多産する.間氷期より氷期に産 出率が高くなる傾向は N. pachyderma と類似するものの、 T. inflata は特に約 180~150 ka を中心に MIS 6 でむしろ 多産する. T. trunca tulinoides は同じ中央水塊に属するが 全体的に産出率は低く、MIS 3 から4 にかけて増加し、 MIS 6 ではほとんど産出しない.また、太平洋側(コア MD01-2398)では、MIS 7 で多産する.こうした中央水 塊特徴種と先の寒冷系種の変動を合わせると、MIS 6 に おける琉球弧海域は寒冷であるが、それは中央水塊の強 い影響による可能性が示唆される.

さらに、沿岸系種*G. bulloides*, *Globigerinella calida* (Parker) および *G. quinqueloba* は、沖縄トラフ内

(コアMD98-2196) では中央水塊特徴種とやや類似し て、MIS6とMIS2から4にかけて多産する。特に、 G. quinqueloba は MIS 6 前半に高い産出率を示す. 一方, 太平洋側(コアMD01-2398)ではこれら3種の変動は 認められないが、N. incompta は比較的MIS6まで多く、 MIS 7/6 と MIS 2/1 のステージ境界付近で多産する傾向が ある.沖縄トラフ域では最終氷期(MIS2)に境界流の 役割を果たす黒潮本流の影響がなくなると,大陸棚や男 女海盆側から沿岸系の水塊が張り出してきたと考えられ ていたが (Ujiié, Y. et al., 2003), その傾向はMIS 6でも 認められ、両氷期を比較すると沿岸系種の産出はむしろ MIS6で高い.しかし、沖縄トラフ内におけるMIS6後 期(約150~135 ka) で全体の50%近くに及ぶG. bulloides の爆発的な増加は、他種の著しい変動を伴わず、また現 世で大陸棚上に生息分布をもつ底生珪藻が同時期に特別 増加しないことからも (嶋田智恵子博士, 私信), 単に 沿岸系水塊の影響が強調されたとは考えにくい. また, G. bulloides がインド洋ソマリア沖や南米チリ沖などの湧 昇流域の高栄養塩の環境で多産することから(例えば、 Hebbeln et al., 2000; Conan et al., 2002), MIS 6 後期に沖 縄トラフ内で非常に強い湧昇流が発生した可能性がある.

浮遊性有孔虫の群集解析データをもとに、2本のコア 各々で夏季と冬季の表層水温を推定した(図5).両コア ともに、夏季の水温に大きな変化はなく、氷期に間氷期 と比べて2℃程低下する.一方、冬季の水温は氷期と間 氷期で5℃異なり、沖縄トラフ側(コアMD98-2196)で は MIS 6、MIS 4 から2にかけて水温が16℃前後となり、 特に MIS 6後期の G. bulloides の多産期にはさらに1℃低 下する.太平洋側(コア MD01-2398)では、細かい変動 を伴いながら、MIS 6 中期(約160 ka)から MIS 5 までの 間、やはり冬季の水温が低下する.その後 MIS 2 に至っ ても、大きな振幅を示すが、沖縄トラフ内ほど顕著な水 温低下が認められない.従って、MIS 2 の間、太平洋側 南方(北緯24 度)まで寒冷系の水塊は強い影響を及ぼし ていない可能性があるが、MIS 6 では同域も寒冷化の影 響を受ける状況であったことがわかる.

2回の氷期・MIS2と6の違い

本研究の浮遊性有孔虫の群集解析結果で最も注目される現象は、MIS2と6の2つの氷期間で異なる寒冷環境が示唆されたことである. コアMD98-2196(沖縄トラフ内)における、両氷期とさらに間氷期への移行期(Termination IとII)を拡大すると、その違いがより明確になる(図6).

最も代表的な浮遊性有孔虫4種の産出率変動について、 2つの氷期間で比較すると、MIS2で産出率増加が顕著 である寒冷系種 N. pachyderma は、MIS6では約190 ka か ら150 ka にかけて増加するが、中央水塊特徴種のT. inflata も同様の傾向を示し、産出率は後者の種の方が高い(図6 中・下段). これら2種の同調した増加は、2本のコアで

氏家由利香・氏家 宏



図 5. コア MD98-2196 と MD01-2398 における表層水温 (SST: Sea Surface Temperature) の変 動パターン. 砂地部分は氷期.

Fig. 5. Sea-surface temperature im winter and summer seasons (SSTw and SSTc).

同時に認められ,琉球弧海域全体を含む変動であること がわかる. さらに,類似した傾向がMIS 3-4 でも認めら れる (図4).

MIS3を中心とした T. inflata の増加は、南赤道海流と赤 道反流(Equatorial Undercurrent)間に発生する赤道湧昇 域 (equatorial upwelling) とチリ沖の沿岸湧昇域 (coastal upwelling)における複数のコア試料の解析からも報告さ れている (Martinez et al., 2003). 彼等は, T. inflataは, G. bulloides などの他の湧昇流域の特徴種が同調せずに赤 道湧昇域で産出し、また鉛直混合の発達した(非成層化)、 やや冷たい中層水上部付近に生息中心を持つ特徴から, 高緯度域(南方)からのペルー海流の流入に伴う中層水 上部の変化に関連すると推測している. さらに北側のサ ンタバーバラ海盆では、MIS3の亜間氷期-氷期サイク ル (interstadial-stadial cycle) において、中層水相当深度 に生息する底生有孔虫のδ¹⁸Ο値は,浮遊性有孔虫のδ¹⁸Ο 曲線と異なるタイミングで変動することが示唆されてお り,北太平洋中層水 (NPIW: North Pacific Intermediate Water) と南極中層水 (AAIW: Antarctic Intermediate Water) 間での中層水の入れ替えが起きたことが推測され ている (Hendy and Kennett, 2003). AAIW から亜熱帯 モード水塊(STMW: Subtropical Mode Water)への移流 は海洋物理的観測結果(Hanawa and Talley, 2001)から も支持される. 従って,琉球弧海域で認められる MIS 3-4 での*T. inflata*の増加は,上述のような中層水上部の変動の 影響を反映している可能性がある(図4).

それでは、琉球弧海域全体で、T. inflata が高い産出率を 示す MIS6,特に180から140 ka間ではどうであったの だろうか.同期間は過去約25万年間でT. inflata が最も高 い産出率を示し(図4),中央水塊由来の中層水上部の変 動が著しいと考えられる.黒潮続流域でも、セディメン ト・トラップ試料の解析より、高栄養塩で鉛直方向によく 発達した混合層に, T. inflata が生息することが示唆されて いる (Mohiuddin et al., 2004). さらに、2本のコア試料 での同時期の表層水温の低下からも、混合層の発達等に よる,比較的冷たい中層水上部が発達し,同域に影響を 及ぼしていたと推定される(図5).一方,同期間,東赤 道太平洋域をみると, 表層と中層水上部に生息する浮遊 性有孔虫種 (G. ruber と N. duterei) の δ^{18} Oおよび δ^{13} C 値の 差から、中層水上部でAAIMの影響と考えられる水温低 下とδ¹³C 値の減少が認められるだけでなく、厚い混合層 の発達を示唆されている (Spero et al., 2003).



図6. 沖縄トラフ内のコア MD98-2196 における Termination I および II を中心とした δ^{18} O 曲線と,浮遊性有孔虫 4 種 (G. bulloides, T. inflata, Pulleniatina group, N. pachyderma) の変動.

Fig. 6. Time-series changes in δ^{18} O curve and four planktonic foraminiferal species around Terminations I and II, observed in Core MD98-2196 core from the Okinawa Trough.

しかし,この琉球弧海域での中層水の発達は、東赤道 太平洋域と同じようにAAIW からの影響を直接受けた とは考えにくい.現世の海洋物理学の観点から、中層 水、特に上部は風成によって移流が起きると考えられて いるが,海洋熱塩循環系の中では北西太平洋域へ到達す るAAIW 由来の中層水の移流は未確認である (Schmitz, 1995). 太平洋域では, AAIW は北緯10°付近, つまりパ プアニューギニア近海の北赤道海流域まで, 琉球弧海域 付近はNPIW の影響下にあると見なされている(Hanawa and Talley, 2001; Liu and Philander, 2001). NPIW は, 起源水域と考えられているオホーツク海やベーリング海 から北太平洋へ流動しており,海氷の発達度合いに影響 を受けながら形成されると考えられている(Talley, 1991; Takahashi, 1998). さらにNPIW は、日本東方海域で黒潮 水塊と親潮水塊の混合域で亜熱帯ジャイアまで拡散する と指摘されている (Yasuda, 2004). 従って, MIS6にお ける琉球弧海域のT. inflata の多産は、NPIW 由来の中層 水の発達を示していると考えられるが、現段階で NPIW の明確な変動メカニズムを示唆することは難しい.

Termination IとIIの違い

琉球弧海域の古海洋環境は, MIS6だけでなく, Termination II (T II) でも特異であったといえる. T IIの直前 からTIIに相当する約150から135kaにかけて、沖縄トラフ内 で G. bulloides が爆発的に増加する(図6右中段). この現象は, Termination I (T I) では認められず, T II でも局所的な変 動とみなされる. TIとT II のδ¹⁸O 曲線を比べると, TIでは Martinson et al. (1987)の標準曲線と同様にδ¹⁸O 値が完新世 に向けて軽くなり、その時期を黒潮特徴種Pulleniatina group の急激な増加の始まり(約14 ka)と寒冷系種 N. pachyderma の急激な減少(約11 ka)のタイミングでも表現することができ る (図6上段). 一方, T II では, 同様な Pulleniatina group と N. pachyderma の対照的な産出率変化が約140 から128 ka の 期間に認められるが、δ¹⁸O 値が最終間氷期に向けて変化す るのは約130 ka 以降と大きな差がある. このずれは、コア MD98-2196のδ¹⁸O曲線と標準曲線の間にも認められ、琉球弧 海域の方が約5 ka程遅く,また急激に変化する.

T II期に何が起きたのだろうか. 海水準の上昇の先行 (Gallup *et al.*, 2002) に伴って,大陸棚側から沖縄トラフ へ*G. bulloides*の多産に適した高栄養塩の供給の可能性も

氏家由利香・氏家 宏

あるが、類似環境を好む他の種の産状から支持されず (図4)、 底生有孔虫の群集解析(後述)の結果は、同コアサイトで の大規模な地形変化を支持しない.むしろ, G. bulloidesの 生態やδ¹⁸O曲線の変動パターンなどから, TII期は比較的 寒冷な海水の湧昇が長く続いていたと考えられる. MIS6 における,寒冷環境の形成要因である中層水 (NPIW)の 発達を考えると、モンスーンの強化の可能性がある.特 に冬季モンスーンの強化は、シベリア高気圧の発達を促 し、海氷の形成促進,NPIW の形成へと関連する可能性 がある. 従って, モンスーンの強化とともに, MIS6か らTII にかけて中層水の発達, さらに縁辺海域では湧昇 流の発生につながったと考えられる. こうしたモンスー ンの発達の可能性は、TII直前から認められる南シナ海の 堆積物中における花粉量の増加(Luo et al., 2005)とも同 調する.しかし、この湧昇流の発達はTIIの始まりより 若干早いため、先行型の融氷(deglaciation)を示唆して いる可能性もある.

一般的に南半球を中心とした他の海域では、TIや TIIを示すδ¹³C値の減少が認められており(例えば, Oppo et al., 2001),南大洋での温暖化に伴う周極深層水 (Circumpolar Deep Water)の湧昇によって、δ¹³C 値の低 い海水が南極中層水(AAIW)へ供給され、このAAIW の移流によって南半球へ広く影響が及んだシナリオが描か れている (Spero and Lea, 2002; Spero et al., 2003). T II 期の特徴としては,最小値イベントの変動幅が他の時期 よりも大きく、少なくとも太平洋域での中層水の変動は より明確なことである.これは、夏の日射量変化など太 陽活動が高いこと(Imbrie et al., 1984) も要因と考えられ る.しかしTII期の始まるタイミングについては、同域 で,高時間分解能の浮遊性および底生有孔虫のδ¹⁸O曲線 解析から,約140から130 kaの間に,interstadial-stadial cycleや温暖化事変(warm event)などの短期間の変動が 認められ、ミランコビッチサイクルとの同調が認められ ている (Cannariato and Kennett, 2005). さらに、Yuan et al. (2004) による Dongge 洞窟から産出した鍾乳石の δ¹⁸O 値の変化にも示唆されるように、大気の変動もミラ ンコビッチサイクルに同調しており,先行型モンスーン の発達については、議論の余地が多い.

底生有孔虫群集の解析

コアMD98-2196 では130試料, MD01-2398 では61試料 の底生有孔虫を同定した結果,総種数は400 種以上に及ん だ.本論文では,紙数の関係で,それらの産出表を掲げ ないが,それらの群集スライドと共に同表を国立科学博 物館地学研究部に登録・保管する予定である.

図7に一部の代表的な種の産出率変化を示したが、両 コア間で各種の産出状況が著しく異なる事が分かる. 例えば大西洋で最終氷期の中層水の特徴種とされた Uvigerina peregrina Cushman グループ (Schnitker, 1979) は、沖縄トラフのコア MD98-2196 ではかなりの程度で産 出するが、太平洋側のMD01-2398 では殆ど認められない. また植物性プランクトンfeeder とされている Epistominella exigua (Brady) は、コアMD98-2196 ではMIS 1と5 にや や増加するが、コアMD01-2398 では極少数が産出するの みである.これは、太平洋側で植物性プランクトン等の 表層水における生物生産量が乏しい点を反映しているも のと思われる.その他多くの種の変動に関しては、生態 的情報が乏しい (Ujiié, H., 2003) ため、本論文では以下 のような方法で、海底環境変動の復元を試みた.

Kawagata and Ujiié, H. (1996) は, 前述の現世浮遊性 有孔虫群集の解析に用いた56 試料より同様に、現世有孔 虫群集の諸種の解析を行っている.全試料における87共 通産出種の百分率頻度を基にQ-mode クラスター分析を行 い、8サイトクラスターを識別し、別途、R-modeクラス ター解析やQおよびR-mode因子分析からも妥当性が裏付 けられている.8サイトクラスターの地理的分布(図8) では、Cluster α は島弧のごく周辺と海溝斜面に分布する のに対して、Cluster β は沖縄トラフ内を中心に流れる黒 潮流域に分布する. さらに前者は3分され, α-1 はα-2,3 に対して明らかにより水深の深い地点を占める.一方,後 者も3分され, β-1,2 が沖縄トラフ内の黒潮流域に限定さ れるの対して、β-3の分布は黒潮の出口にあたるトカラ海 峡の深部に限定されている. また, γ は男女海盆内にあっ て大陸河川等の影響を受けやすい地点にある. δ は沖縄ト ラフの熱水孔(hydrothermal vents)の近くに位置してお り,結合の劣る膠着質有孔虫によって特徴付けられてい る.

こうした底生有孔虫の群集組成が示す地理的分布の特色 (site cluster component) を活かし, 8つのsite cluster components と各コア層準で得た底生有孔虫の群集組成の 類似度によって、8つの環境パターンによる古環境変動の 推定を試みた.まず上記8 site clusters における87 優勢 種のうち, site cluster δ を特徴付ける膠着質有孔虫は, 埋 没後に酸化的条件から還元的条件に変わると消失するとい うタホノミー (taphonomy) を示すので、コアとの対比 に役立たないので除外した.表2には,現世群集には優勢 種として認められないが, Bulimina aculeata d'Orbignyと Uvigerina peregrina & var. は層序的な産状が問題となりそ うなので加えてあるが、今回の計算には関与していない. このように選定した総数65種に関して、8 site clusters に おける相対的産出頻度(%)とコアの各層準における同頻 度を求めた.両者の相関係数を同表下部に示す.なお、両 コアの各試料における上記の65種の累積産出率の平均は, 各々64.95%と60.45%である.

各コア試料における相関係数の変化を図9aとbに示した. コアMD98-2196では、間氷期 (MIS 1, 5, 7)には黒潮 主流沿いの沖縄トラフを特徴付けるSite cluster β -1, 2 との 相関係数が全て0.4 以上、0.5 以上となる層準も多い. つ まり現状の底生有孔虫群集に類似している (図8を参照). Site cluster δ との類似性も高いが、これは本計算で膠着質







図8. 琉球弧周辺海域における現世底生有孔虫の群集解析に基づく, 各 Site cluster を 表す Site cluster components の分布 (after Kawagata and Ujiié, H., 1996).

Fig. 8. Distribution of eight site cluster components in Recent benthic foraminifera (after Kawagata and Ujiié, H., 1996).

氏家由利香・氏家 宏

有孔虫を除いたために、組成がSite cluster β -2 と類似し てきた故である.一方、氷期 (MIS 2-4, 6) では、いずれ のsite cluster とも類似性が低い. Kawagata and Ujiié, H. (1996) は近接する大陸棚の群集を扱っていないので、そ うした群集との類似性を示すのかも知れない.しかし浅海 性の種の著しい混入は、本コアには認められていない.

コア MD01-2398 では全体を通して、琉球弧近辺から 琉球海溝陸側斜面上部を特徴付ける Site cluster α -2,3 と の類似性が認められる (図 9 b). 水期ー間氷期の間で大 きな差がないのは、本コアの位置が太平洋に面しているた めであろう. しかし、Site cluster α -1 に関して、MIS 6/7 (1450 cm)、MIS 6 後半 (1090 cm、1170~1180 cm) およ び Termination I の最後で、類似度が異常に高くなる.

現在の琉球海溝陸側斜面上部における Site cluster α-1 とα-2,3の分布を検討すると、明らかに前者は、より深 い地域に認められる. これを宮古島南方,慶良間ギャッ プ南方, 奄美大島南方の3測線に分けて, これらのSite clusters を水深別にみると、水深約2000~2500 m が両者 の境界となっている(図10上図). さらに, Q-mode 因子 分析による因子1と2の負荷量の地理的分布 (Kawagata and Ujiié, H., 1996のFigure 7を参照)は, 各々Site clusters の分布と同じパターンを示す. そこで琉球海溝斜 面における因子負荷量と水深の関係をみると,因子1の 負荷量は、より浅いところに分布するα-2,3に比べて、明 らかにSite cluster α-1 より高い値を示す. 逆に因子2の 負荷量は, Site cluster α-1 の方が高い. このギャップは海 溝に沿って、つまり北東方向に深くなる(図10下図).こ れは2底生有孔虫群集が表層ないし中層水上部と中層水 下部との差を示していると判断される.現在,沖縄トラ フへの入り口(与那国島-台湾間)で、黒潮は表層と中 層に分かれ、より深く密度の高い下層部分は島弧の外側 を、"黒潮中層流"として北東に向かって流れていると考 えられている (Kawabe, 2001). Yuan et al. (1994) や高 野ほか(1993)は琉球島弧の太平洋側に接して北東に向 かう水塊を,水深2000 m 付近で観測している. さらに, 氏家ほか(未公表)は1996年に沖縄本島南東沖の水深約 2800 m の地点で海底面上5 mに1週間設置した流速計に より顕著な北東向けの底層流を認めた. また中琉球弧の 約2000~3500mにかけて、大西洋の西岸境界流(western boundary undercurrent) で形成されているマットウェー ブ(mud wave)に類似の海底表層地形が、海底ケーブル 設置の予備調査(未公表)で認められている. すなわち, Site cluster α-1は黒潮に由来する中層水下部を特徴付けて おり、その密度により北東に向かって流れながら、徐々 に沈みこんでいると考えられる.また,その上位を占め る Site cluster α-2,3 は、Nitani (1972) 以来、広く認めら れているトカラ海峡を抜けていく黒潮から派生し,南西 へ流れる"反流"の水塊を、ここでは特徴付けるものと考 えられる. ここで図9bに戻ると, Termination I中の Site cluster α-1 のパルスは, 琉球弧-台湾陸橋が消失し

て,黒潮水塊の特に表層部が大量に沖縄トラフに流れ込 んだ際に,太平洋側では黒潮の中層水下部が湧昇したの が原因と考えられる.

他方,同コアのMIS 6 後半では,先の浮遊性有孔虫の 群集解析結果で考察されたように,強力な湧昇流の影響 を受けた可能性がある.コア深度1180 cmの試料では,近 接する "石西サンゴ礁"特有の陶器質底生有孔虫(Ujiié, H. and Hatta, 1995)が10.44%も含まれる.本コアでは,や はりサンゴ礁特有と言われる*Amphistegina グループがご* く少量ながらほとんどの層準で産出するが,これは同グ ループの生息分布の範囲が予想外に広いためと思われる. しかし1180 cmの試料の場合は,水深が急速に低下したた めと考えるよりも,MIS 6 後半にモンスーンの発達など により波浪が強くなり,サンゴ礁海域から陶器質底生有 孔虫が運搬されたとも推定されるが,産出する陶器質底 生有孔虫の保存状態は良好のままである.なお同時期の SST は低く,サンゴ礁がよく発達したためとは考えられ ない.

なお、Schnitker (1979) 以来、Uvigerina 属の環境との 関係が追求されているが、特に Schonfeld and Altenbach (2005)は、北アフリカからノルウェー沖にかけて得られてい る多数の表層堆積物やコアサンプルを再解析して、大西洋 東岸における Uvigerina peregrina Cushman および Uvigerina peregrina parva Cushman と, Uvigerina pigmea d'Orbignyの 深度別分布を明らかにし,環境指標としての見直しを試み た. U. peregrina は Termination Ia (12.5~14.0 ka) 以降, 水深約 2000 m を中心に、表層流に伴う強い鉛直移流(斜面 移動)の影響下で多産する.キールの発達した U. peregrina prava は約 800 m 付近に極大値を示す. U. pigmea は一層深 い水深に分布するが, Gulf of Guinea などの特定海域に特 徴的で、本論では考慮外において良いだろう.しかし、前2 者は沖縄トラフ内の MD98-2196 コアの MIS2から1にかけ てと、MIS6を中心にして、やや顕著な産出を示す(図7). これは黒潮本流の流入に伴って, 表層水と共に中層水の流 入が始まったためと考えられる. 一層の考察は、このグルー プを用いた酸素・炭素安定同位体比の測定結果(測定済み) と合わせて行いたい.

結論

琉球弧海域において、沖縄トラフ内(黒潮本流下)と太 平洋側・琉球海溝陸側斜面上より、各々コアMD98-2196 とMD01-2398 が採取された.これらのコアは、前者が MIS7前半,後者がMIS12までの連続的かつ高時間分解 能の古海洋環境の記録を保持し、同海域で初めて2回の 氷期-間氷期サイクル(MIS1/2, MIS5/6)での表層から 中層水の環境変化を比較しながら検討することができた.

(1) 浮遊性有孔虫の群集解析とSST変化からみた表層水 ~中層水上部の変動.

表2.	底生有孔虫群集の site clusters components の down-core 変動を求める計算方法.	

Table 2. Methodology for calculating similarities between down-core data and 8 site clusters recognized in Recent benthic foraminiferal analysis.

MD01	-2308
	-2330

		α-1	α-2,3	β-1,2	β-3	γ	δ	Core Depth⇔	0	20	40	70	80	100	110	120
1	Eggerella bradyi	0.78	0.95	0.44	1.63	0	0.35	(cm)	0.35							0.72
2	Quinqueoculina stalkeri	0	0.16	0.36	0.7	5.15	0.52									
3	Glandulonodosaria calomorpha	0.14	0	0.54	0.7	0	0									0.36
4	Searbookia pellucida	0.14	0.65	0.97	0.14	3.93	0.26		1.05			0.88	0.28	0.47	0.25	0.36
5	Homalohedra costata	0.36	0.79	0.53	0.7	0	0.87		0.35							
6	Fissurina cucullata	0	0.16	0.5	0.35	0	0			0.76		0.29			0.76	
7	Fissurina marginata	0.17	0.19	0.82	0.7	0	0				2.31	0.88				0.36
8	Parafissurina lata	0.14	0.11	0.79	0	0	0.87									
9	Eusphaeroidina inflata	0.18	0.43	1.75	0.17	0.69	0.7				0.38					
10	Bolivina decussata	3.89	7.87	1.76	0.83	2.62	1.66		22.30	15.95	14.62	24.19	14.57	12.15	10.83	15.88
11	Bolivina pusilla	1.21	0.62	0.33	0.24	0	0.87			0.51	0.38	0.59	1.12	1.40	1.26	1.44
12	Bolivina variabilis	0.71	0.86	0	0.24	0	0			0.51	1.92		1.12	0.93	1.01	1.44
13	Bolvina retia	0.36	0.13	1.25	0	2.45	0.87									
14	Bolivina glutinata	0.18	0.89	0.44	0.59	1.39	0.87		0.35	0.25		0.59	0.28		0.25	1.44
15	Abdetodendrix pseudothalmanni	1.28	1.74	2.74	1.57	4.47	4.72		1.74	2.53	0.77	2.65	1.68		1.51	0.72
16	Fijiella simplex	0	0.63	0	0	0	0									
17	Bulimina aculeata											0.59	0.28		0.50	
18	Bulimina marginata	0.17	0.43	0.8	0.63	6.53	0.61				0.38					0.36
19	Bulimina striata	0.36	0.17	0.28	0.35	2.75	0.87							0.47	0.25	0.36
20	Bulimina truncana	0.93	0.29	2.78	0.28	0	1.5						0.28		0.50	0.36
21	Uvigerina asperula	0.17	0.17	1.95	0.14	0	0.96			1.77	1.54	1.77	0.56	1.40	0.50	
22	Uvigerina canariensis	0.5	1.48	0.68	0.63	1.37	0.17		1.05	0.25	0.38	1.18	0.28			
23	Uvigerina peregraina & var.									0.51						
26	Trifarina angulosa	0.46	1.35	1.18	0.49	0.69	0.87		1.05	3.04	3.08	1.77	1.12	2.80	3.02	2.53
27	Siphouvigerina porrecta	0.29	0.65	0.79	0.17	0	0.87			1.27	0.75		0.56		0.50	0.72
28	Planodiscorbis rarescens	0.71	1.32	0.63	0.35	1.39	0.35		0.35			0.29				0.36
29	Eilohedra levicula	4.67	0.95	0.59	1.53	0	0.35		0.70	1.01	0.38	0.59	1.12		2.02	1.08
30	Epistominella exigua	5.27	2.46	7.2	7.62	2.62	1.14		0.35	0.76	1.15	1.77	2.80	2.80	1.76	
31	Eponides pusillus	1.39	0.16	0	0.14	0	0									
32	Eponides tenerus	1.97	0.35	1.28	1.87	1.72	0.44		0.35		0.38		0.28			
33	Eponides lamarckianus	0.46	0.71	1.34	0.63	2.45	1.4			0.76	3.08		3.08	1.90	1.76	1.44
34	Valvulineria minuta	0.17	0.76	0.22	0.31	0	0.17						0.28	0.93	0.50	
35	Fursenkoina schreibersina	0.71	0	0.46	0	0	0								0.25	0.36
36	Rutherfordoides rotundiformis	0.36	0.32	0.35	0	6.87	0.26									0.36
37	Cassidulina teretis	0.25	1.35	4.4	1.15	1.3	2.19		3.14	2.78	3.08	1.77	4.20	1.40	2.52	1.81
38	Elvocassidulina brevis	0.89	0.16	0	0.14	0	0.87		0.70			0.29				
39	Globocassidulina bisecta	4.61	5.79	3.02	2.16	6.21	2.79		11.50	9.62	9.40	7.67	5.32	6.54	6.80	2.89
40	Globocassidulina subglobosa	11.37	11.17	5.84	4.17	3.79	2.97		3.48	6.33	2.31	4.13	7.84	1.40	7.05	8.66
41	Globocassidulina murrhyna	0.25	0.4	0.79	1.25	0	0		0.35				0.28			2.17
42	Globocassidulina elegans	0.14	0.25	0.35	0.35	0	0								0.25	
43	Takayanagia delicata+	1.24	3.45	1.74	1.22	3.78	1.23		2.79	3.29	1.54	2.06	1.40	0.93	1.01	0.72
44	Takayanagia sp (flatten)	0.21	0.49	1.2	0.29	0.34	0.7			0.76			0.84		0.50	0.72
45	Pacinonion novozealandica	1.25	0.31	0.43	5.18	0.34	0		0.7	0.51		1.18	0.56		2.27	
46	Pacinonion minutus	0.17	0.54	0.79	2.17	0	0		0.35			0.88		0.47	1.01	
47	Nonion sp. A	0.29	0	0	0.83	0	0									
48	Pullenia bulloides	0.25	0.27	0.5	1.22	0	0.44		0.35						0.25	0.36
49	Pullenia okinawaensis	1.64	0.19	0.92	2.54	1.37	0		0.35			0.88	0.84		0.25	1.44
50	Pulleniella asymmetrica	2	0.4	0.32	2.52	0	0		0.35						0.25	
51	Chilostomella oolina	0	0.48	0.89	0.29	3.44	0.44									
52	Gyrodinoides kawagatai	1.68	0.58	0.94	0.81	0	0			0.25	0.38		3.36	1.40	1.51	
53	Hansenisca soldanii	0	0.44	0.35	0	0	0									
54	Osangularia bengalensis	1.39	0.27	0.28	0.14	0							0.28		1.26	
55	Osangularielloides rugosus	18.47	1.63	0.21	1.91	0	0.87		0.35	1.77	1.92	2.95	5.88	10.70	15.37	17.69
56	Cibicidoides pachyderma	0	0.95	0.53	0	0	0						0.56		1.51	
57	Cibicidoides mundulus, var.	0	0.33	0	0	0	0									
58	Cibicidoides mundulus	0	0.39	0.35	0	0	0						0.28			
59	Cibicidoides sp.A	0	0.29	0.32	0	0	0									
60	Amphistegina spp.	0	1.63	0	0.7	0	0		1.74	0.76		1.18	1.12		1.26	1.08
61	Hyalinea balthica	0	0.16	0.76	0	2.45	0.87									
62	Cibicides refulgens	0.36	1.49	0.52	0.24	0.34	0		2.44	3.80	1.13		2.24	0.47	2.02	
63	Cibicides sp.A	0.25	0.82	0.74	0.28	0.34	0.17									
64	Melonis pompilioides	0.43	0.63	0	0.77	0	0									
65	Carinomelonis helenae	0.71	0.73	0.15	0.7	0	0.17			2.78	1.88	0.29	1.68		1.26	0.72
									58.58	62.53	53.14	61.31	66.37	48.56	73.78	68.91
								Core Depth⇒	0	20	40	70	80	100	110	120
		a-22	6 1 2	63	~	δ		~ 1	0 50	0.22	0.14	0.22	0.52	0.60	0 05	0 00

						Core Depth⇒	0	20	40	70	80	100	110	120
	α-2,3	β-1,2	β-3	γ	δ	α-1	0.52	0.23	0.14	0.22	0.53	0.62	0.85	0.82
α-1	0.54	0.71	0.47	0.10	0.32	α-2,3	0.66	0.78	0.60	0.65	0.79	0.43	0.61	0.59
α-2,3		0.59	0.37	0.38	0.57	β-1,2	0.20	0.27	0.14	0.18	0.38	0.03	0.20	0.21
β-1,2			0.62	0.37	0.66	β-3	-0.08	0.02	0.02	0.02	0.22	0.13	0.22	0.40
β-3				0.15	0.23	γ	0.45	0.55	0.31	0.36	0.39	0.16	0.25	0.01
γ					0.50	δ	0.37	0.44	0.31	0.33	0.43	0.34	0.33	0.24

shallow water miliolids ⇒

氏家由利香・氏家 宏



図 9 a. コア MD98-2196 における底生有孔虫群集の site cluster components の変動. Fig. 9a. Down-core changes in eight benthic foraminiferal site cluster components of Core MD98-2196.



図 9b. コア MD01-2398 における底生有孔虫群集の site cluster components の変動. Fig. 9b. Down-core changes in eight benthic foraminiferal site cluster components of Core MD01-2398.



図10. 琉球海溝上部斜面における3測線に沿う,底生有孔虫. 群集の解析から得ら れた Site cluster α-1 とα-2,3の水深別分布.

Fig.10. Geographic and bathymetric distribution of two site clusters α -1 and α -2 & 3, represented by Recent benthic foraminiferal assemblages at three transects on the upper Ryukyu Trench Slope.

両コア試料より産出した浮遊性有孔虫の14 優勢種 は、各々、黒潮および熱帯/亜熱帯系、寒冷系、中央 水塊系、沿岸系の4つの水塊の特徴を示し、各々、氷 期-間氷期サイクルに沿った変動パターンをもつ.

間氷期(MIS 1, 5, 7) では黒潮特徴種Pulleniatina groupや熱帯/亜熱帯系種が多産する.特に沖縄ト ラフ内ではこれらの種の増減が顕著で,同域にお いて間氷期に黒潮の影響が強いことが示唆される.

氷期(MIS 2-4,6)では寒冷系種(*N. pachyderma*),中 央水塊系種(*T. inflata*など)や沖縄トラフ内では黒潮特徴 種に代わって沿岸系種も両氷期に多産する.MIS2では N. pachyderma が最も多産するが, MIS6ではむしろ T. inflata が最も高い産出を示す.したがって, MIS2と6 は異なる寒冷環境であったと考えられる. MIS6の琉球 弧海域は,比較的寒冷な中央水塊の強い影響を受けて寒 冷化したと考えられる.それは混合層の発達や中層水の 移流といった東太平洋側でも認められ,広域の中層水上 部の変動と関連していると考えられる.

Termination IとIIを比較すると、TIIの直前から終わ りにかけてのみ(約150~135 ka),沖縄トラフ内で非常に 強い湧昇流が発達したと考えられる.先のMIS6での中 層水(NPIW)の変動が、モンスーン等の大気の変動と

氏家由利香・氏家 宏

関係していると仮定すると, T II 前後の湧昇流の発達は, モンスーンの強化などを示唆している可能性がある. さ らに,この発達のタイミングと deglaciation のタイミング は,大気-海洋間リンケージなどを解明するためにも重 要であり,今後の研究成果が望まれる.

(2) 底生有孔虫の群集解析からみた海底の変動

琉球弧海域の全域にかけて,現世底生有孔虫群集の研究(Kawagata and Ujiié, H., 1996)によって得られた群集型と,コア MD98-2196と MD01-2398における同群集との比較という新しい手法により,次の点が明らかとなった.

沖縄トラフ内のコア MD98-2196 について, 完新世 (MIS1)と他の間氷期 (MIS5,7)には同コアのサイト における群集との類似性が認められた. すなわち現世と 同様な環境 (水深など)であったと思われる. しかし, 氷 期に関しては, どの現世底生有孔虫群集とも類似性は低 く, これまでに扱っていない近辺の大陸棚群集と比較が 必要である.

一方,コアMD01-2398 では,氷期・間氷期の差がなく, ほぼ一貫してコアサイトにおける現世群集との類似性が 認められた.これは氷期にあっても,寒冷化の影響より も,亜熱帯の気候を保持していた外洋に面している同コ アサイトの特徴であろう.

しかし, Termination I の最中には, 黒潮の深部に適応 している群集が顕著に出現している. 黒潮, 特に表層部 が沖縄トラフに大量に流入した際に, その深部(中層水下 部)が引き上げられたためではないか, と推察された.

また、同コアのMIS6の後半、中層水下部の挿入が認められ、MIS6での中層水の発達から湧昇流の発生の関連性を示している可能性がある。特にコア深度1180 cm では、近接するサンゴ礁特有の陶器質底生有孔虫が顕著に産出する。これは、現在の時点では、同時期にモンスーンが発達して波浪が強くなって運搬されたのではないかと考えている。

謝辞

本研究を遂行するにあたり、多くの研究者の方々に御協力頂いた.川幡穂高教授(東京大学海洋研究所)にはIMAGES航海への参加の機会を頂き、さらに年代軸のデータに関しても御助力頂いた.Dr.Franck Bassinot (LSCE, CNRS)には2回のIMAGES航海でコア試料の採取、また同位体比測定を共に取り組んで頂いた. IMAGES IV航海と試料分析に際しては、小田啓邦博士(産業総合技術研究所)、前田玲奈博士(マリンワークジャパン)、故Dr.Luejiang Wang、またIMAGES VII航海および試料分析では、Dr.Min-Te Chen (National Taiwan Ocean University)、池原研博士(産業総合技術研究所)、岡田誠博士(茨城大学)、山根雅之博士(花王)にお世話になった.また、Dr.Yvon Balutをはじめ*R/V Marion* Dufrensneの船長,乗船員,技術者の皆さんには,両航海 で多大な御協力を頂いた.ここに記して感謝する.なお, 2名の査読者の指摘により,若干の修正を試みた.

引用文献

- Bradshaw, J. S., 1959. Ecology of living planktonic foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean. *Contribution from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, **10**, 25-64.
- Cannariato, K. G. and Kennett, J. P., 2005. Structure of the penultimate deglaciation along the California margin and implications for Milankovich theory. *Geology*, **33**, 157-160.
- Conan, S. M. H., Ivanova, E. M. and Brummer, G. J. A., 2002. Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin. *Marine Geology*, 182, 325-349.
- Gallup, C. D., Cheng, H., Taylor, F. W. and Edwards, R. L., 2002. Direct determination of the timing of sea level change during Termination II. *Science*, **295**, 310-313.
- Hanawa, K. and Talley, L. D., 2001. Mode water. *In* Siedler, G. and Church, H. *eds. Ocean Circulation and Climate*, 373-393, Academic Press, San Diego.
- Hendy, I. L. and Kennett, J. P., 2003. Tropical forcing of North Pacific intermediate water distributin during late Quaternay rapid climate change? *Quaternary Science Review*, **22**, 673-689.
- Hebbeln, D., Marchant, M., Freudenthal, T. and Wefer, G., 2000. Surface sediment distribution along the Chilean continental slope related to upwelling and productivity. *Marine Geology*, 164, 119-137.
- Ijiri, A., Wang, I., Oba, T., Kawahata, H., Huang, Ch-Y. and Huang, C-Y. 2005. Paleoenvironmental changes in the northern area of the East China Sea during the past 42,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimtology, Palaeocology*, 219, 239-261.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from revised chronology of the marine δ¹⁸O record. *In* Berger, A., Imbrie, J., Hays, J. D., Kukla, G. and Salzman, B., *eds.*, *Milankovich and Climate*, part 1, 269-305. D. G., Reidel, Hingham, Mas.
- Kawabe, M., 2001. Interannual variations of sea level at the Nansei Islands and volume transport of the Kuroshio due to wind changes. *Journal of Oceanography*, **57**, 189-205.
- Kawagata, S. and Ujiié, H., 1996. Distribution and environmental relationships of Recent bathyal foraminifera in the Ryukyu Island Arc region, northwest Pacific Ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, 26, 342-356.
- Liu, Z. and Philander, S. G. H., 2001. Tropical- extratropical oceanic exchnge pathways. *In* Siedler, G. and Church, H. *eds. Ocean Circulation and Climate*, 373-393. Academic Press, H. San Diego.
- Luo, Y., Sun, X. and Jian, Z., 2005. Environmental change during the penultimate glacial cycle: A high-rsolution pollen record from ODP Site 1144, South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 54, 107-123.
- Martinez, I., Keigwin, L., Barrows, T., Yokoyama, Y. and Southon, J., 2003. La Niña-like conditions in the eastern equatorial Pacific and a stronger Choco jet in the northern Andes during the last glaciation. *Paleoceanography*, 18, 11-18.
- Martinson, D. H., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. and Shackleton, N. G., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quatenary Research*, 27, 1-30.
- Mohiuddin, M. M., Nishimura, A., Tanaka, Y. and Shimamoto, A., 2004. Seasonality of biogenic particle and plankotnic

foraminifera fluxs: Response to hydrographic vaiability in the Kuroshio Extension, northern Pacific Ocean. *Deep-Sea Research I*, **51**, 1659-1683.

- Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In Stommel, H. and Yoshida, K., eds. Kuroshio - Its Physical Aspect. 129-163, Univ. Tokyo Press, Tokyo.
- Oppo, D. W., Keigwin, L. D., McManus, J. F. and Cullen, J. L., 2001. Persistent suborbital climate variability in marine isotope state 5 and Termination II. Paleoceanography, **16**(3), 280-292.
- Schmitz Jr., W. J., 1995. On the interbasin- scale thermohaline circulation. *Reviews of Geophysics*, **33**, 151-173.
- Schnitker, D., 1979. The deep waters of the western North Atlantic during the past 24,000 years, and the re-initiation of the Western Boundary Undercurrent. *Marine Micropaleontology*, 4, 265-280.
- Schonfeld, J. and Altenbach, A. V., 2005. Late Glacial to Recent distribution pattern of deep-water Uvigerina species in the northeastern Atlantic. Marine Micropalentology, 57, 1-24.
- Spero, H. J. and Lea, D. W., 2002. The cause of carbon isotope minimum events on glacial terminations. *Science*, **296**, 522-525.
- Spero, H. J., Mielke, K. M., Kalve, E. M., Lea, D. W. and Pak, D. K., 2003. Multispecies approach to reconstructing eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during the past 360 kyr. *Paleoceanography*, 18, 22-1-16.
- 高野健三・Yuan, Y.・川建和男・今脇資郎・Su, J.・Pan, Z.・市川 洋・ 馬谷紳一郎, 1993. 沖縄南東での中・深層流速の直接測定. 日本 海洋学会 1993 年 春期大会要約集.
- Takahashi, K., 1998. The Bering and Okhotsk Seas: modern and past paleoceanographic change and gateway impact. *Journal of Asian Earth Sciences*, **16**, 49-58.
- Takemoto, A. and Oda, M., 1997. New planktic foraminiferal transfer function for the Kuroshio-Oyashio Current region off Japan. *Paleontological Research*, **1**, 291-310.
- Talley, L. D., 1991. An Okhotsk Sea water anomal: Implications for ventilation in the North Pacific. *Dee-Sea Research*, **38**, 171-190.
- Ujiié, H., 2003. A 370-ka paleoceanographic record from the Hess Rise, central North Pacific Ocean. and an indistinct 'Kuroshio Extension'. *Marine Microplaeontolgy*, **49**, 21-47.

- Ujiié, H. and Hatta, A., 1995. Quantitative analyses of benthic foraminiferal assemblages from Southern Ryukyu Island Arc, subtropical northwestern Pacific Ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, **25**, 334-349.
- Ujiié, H., Nakamura, T., Miyamoto, Y., Park, O., Hyun, S. and Oyakawa, T., 1997. Holocene turbidite cores form the southern Ryukyu Trench slope: suggestions of periodic earthquakes. *Journal of the Geological Society of Japan*, **103**, 590-603.
- Ujiié, H. and Ujiié, Y., 1999. Late Quaternary course changes of the Kuroshio Current in the Ryukyu Arc region, northwestern Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, **37**, 23-40.
- Ujiié, Y. and Ujiié, H., 2000. Distribution and oceanographic relationshipsof modern planktonic foraminifera in the Ryukyu Arc region, northwest Pacific Ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, **30**, 336-360.
- Ujiié, Y., Ujiié, H., Taira, A., Nakamura, T. and Oguri, K., 2003. Spatial and temporal variability of surface water in the Kuroshio source region, Pacific Ocean, over the past 21,000 yeras: evidence from planktonic foraminifera. *Marine Microplaeontolgy*, **49**, 335-364.
- William, T. C., Parker, F. L. and Berger, W. H., 1980. Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the North Pacific. *Marine Micropaleontology*, 5, 329-399.
- Xu, X. and Oda, M., 1999. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36,000 yeras. *Marine Geology*, **156**, 285-304.
- Yasuda, I., 2004. North Pacific Intermediate Water: Progress in SAGE (Subartic Gyre Experiment) and related projects. *Journal* of Oceanography, **60**, 385-395.
- Yuan, D., Cheng, H., Edwards, R. L., Dykpski, C. A., Kelly, M. J., Zhang, M., Qing, J., Lin, Y., Wang, Y., Wu, J., Dorale, J. A. and An, Z. Cai, Y., 2004. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian Monsoon. *Science*, **304**, 575-578.
- Yuan, Y., Takano, K., Pan, Z., Su, J., Kawatate, K., Imawaki, S., Yu, G., Chen, H., Ichikawa, H. and umatani, S., 1994. The Kuroshio in the East China sea and the currents east of the Ryukyu Islands during autumn 1991. *La mer*, **32**, 235-244.

