アラビア海西部沿岸湧昇域における生物生産性と炭酸塩溶解過程の 第四紀変動

Quaternary change of productivity and carbonate dissolution process in coastal upwelling region,
western Arabian Sea

Abstract

高橋共馬* 大場忠道**
小泉 格*

Kyoma Takahashi, Tadamichi Oba**
and Itaru Koizumi**

1997年5月9日受付.
1997年7月25日受理.

* 北海道大学大学院理学研究科.
Graduate School of Science, Hokkaido
University

** 北海道大学大学院地球環境科学研究科.
Graduate School of Environmental Earth
Science, Hokkaido University

The sediment record from Arabian Sea shows oscillations of environmental changes in the coastal upwelling off Oman. The upwelling is driven by the summer southwest monsoon over Indian Ocean. The sediment record at ODP Sites 727 and 728 covers 2 m.y., and shows higher biological productivity during interglacial periods than glacial periods. The productivity drop occurs twice at 1.37-1.36 Ma and 0.93-0.88 Ma through the Quaternary, when productivity continuously decreased.

Planktonic foraminiferal abundance (#/g) and carbonate carbon content were higher during interglacial periods, but their accumulation rates were not high. Rather, they were higher during glacial periods. This suggests that carbonate dissolution effect occurred in the surface sediments. The fact that the dissolution effect, judged from the estimates of the amount of fragmented foraminifera tests, was stronger during interglacial periods than during glacial periods supports this suggestion. The amounts of organic carbon in the samples suggest that much organic materials were supplied to the bottom during interglacial periods than during glacial periods. Sediments rich in organic matters lead, when decomposed, to stronger carbonate dissolution effect. And a large amount of organic carbon supply to the bottom relates to higher productivity in the surface water mass, caused by coastal upwelling driven by southwestern monsoon during interglacial periods. Accordingly this proves that biological productivity is higher during interglacial periods.

Key words : southwest monsoon, coastal upwelling, western Arabian Sea, paleoceanography, paleoproductivity, carbonate dissolution

はじめに

インド洋-インド-アジアは、モンスーン域と呼ばれ季節変化に富んだ気候が発達している。このモンスーンの季節変化は、南にインド洋、北にユーラシア大陸という緯度方向の海陸分布の非対称性に、海洋に比べて陸域は加熱・冷却が容易であるという海陸の熱的特性が作用することに起因する。北半球の夏季においては、北方に位置する陸域への日射が強く、加熱されやすい陸域と海洋との間に温度勾配が生じ、陸域に低気圧・海洋に高気圧が発達する。このため、赤道収束帯 (Intertropical Convergence Zone : ITCZ) は北緯 25 度付近まで北上し、南方から赤道収束帯に吹き込む地表風-南西モンスーンが生じる。南西モンスーンは、インド洋・アラビア海において海洋の表層水を蒸発させ、温暖で湿潤な気塊となって、インド亜大陸-アジアに降水をもたらす。チベット・ヒマラヤ高地の上空では、水分を失って上昇した気塊が

西方に吹きだし、乾燥した熱帯偏東風ジェットとなって西方の地表に下降して、中東地域に乾燥化をもたらしている。北半球の冬季にはそれと対照的に、冷却された陸域に高気圧が発達し、海洋に向かう寒冷で乾燥した北東モンスーンが発達する。北東モンスーンは、赤道を越えると反時計回りの転向力を受け、南緯 20 度付近まで南下している赤道収束帯で南東貿易風と合流する。

こうした季節的な大気循環の成立において不可欠なのが、チベット・ヒマラヤ高地の存在である。夏季においては、①熱源効果と②障壁効果を介して南西モンスーンの強化に作用している (安成, 1992)。①熱源効果とは、チベット・ヒマラヤ高地に届く日射が低地に比べて薄い大気の層を通過するので、地表がより強く加熱されて海陸の熱的コントラストが強化されることである。②障壁効果とは、インド洋・アラビア海で蒸発した水蒸気がチベット・ヒマラヤ高地に沿って上昇するとき、降水によって解放される潜熱で陸域がさらに加

熱されることである。こうした大気循環の駆動機構に基づいて南西モンスーンの経時変化を考えると、海陸の熱的コントラストは夏季における陸域への日射が強い温暖期(間水期)に強化されるので、南西モンスーンは温暖期(間水期)に強くなると考えられる。GCM (general circulation model) を用いた数値計算によると、夏季の日射量の変化を外力として与えると、この南西モンスーンの強化によって、アラビア半島のオマーン沖において海水を鉛直方向に運搬しようとする力が強化されるという結果が得られている (Anderson and Prell, 1992)。COHMAP members (1988) によれば、夏季の日射量が現在よりも 8% 多い 9,000 年前にはこの鉛直運搬力が 75% 強くなるが、日射量が少ない最終氷期最寒期の 18,000 年前 (歴年 21,000 年前) には 75% 弱くなったと報告されている。このことは、他の沿岸湧昇 (ペルー、カリフォルニア、ベンゲラ、カナリア沖など) の駆動体である貿易風が、氷期における緯度方向の循環強化に伴って強化されるのとは対照的である。

オマーン沖の湧昇流の源流水 (source water) は、北インド洋-アラビア海の中層に発達する北インド洋中層水 (North Indian Intermediate Water : NIW) である (ODP Leg 117 Shipboard Scientific Party, 1989)。この湧昇流によって供給された栄養塩を摂取して植物プランクトンが繁殖するため、南西モンスーンが発達する夏季には、海洋表層で植物プランクトンの色素濃度が濃くなり (Brock et al., 1992)、同時に浮遊性有孔虫が繁殖する (Curry et al., 1992)。このような沿岸湧昇域では、一般的な現象として、高生産の海洋表層から沈降する大量の有機物の分解に伴って、溶存酸素の消費と CO_2 の生成が生じ、酸素極小層 (Oxygen Minimum Zone : OMZ) の発達がみられる。オマーン沖では、このことと、周辺の浅海域 (アデン湾、紅海、ペルシャ湾) で形成された高塩分水を起源とする中層水の発達による安定した成層構造が原因となって、水深 200 m-1,200 m に酸素極小層が発達している (ODP Leg 117 Shipboard Scientific Party, 1989)。

国際海洋掘削計画 (Ocean Drilling Program : ODP) 第 117 次航海 (Leg 117) では、オマーン沖の大陸斜面とオーエン海嶺、インダス海底扇状地の 3 海域で掘削が行われた。オマーン沖大陸斜面上での沿岸湧昇流は、オーエン海嶺上の海域より強い (Anderson et al., 1992) ので、沿岸湧昇流の経時変化を解読する目的にとって、オマーン沖の堆積物は格好の研究材料である。

Niitsuma et al. (1991) は、オマーン沖の ODP Site 723 の海底ボーリングコアを用いて、浮遊性および底生有孔虫殻の酸素および炭素同位体比、帯磁率などの測定結果から、①湧昇流は間水期に強かったこと、②氷期に堆積速度は速くなったこと、および③南西モンスーンは 200 万年前、60 万年前、45 万年前、25 万年前に著しく弱体化したことを明らかにしている。Anderson and Prell (1993) は、オマーン沖とオーエン海嶺との湧昇流の相違を論じ、南西モンスーンの消長を研究するためには前者が有利であるとし、有孔虫殻の総数および浮遊性有孔虫 *Globigerina bulloides* の相対産出頻度か

ら湧昇流強度の変遷を議論している。ten Kate et al. (1994) は、ODP Site 728 のコア試料を用いて、オマーン沖の生物生産性と陸源物質の流入量を評価し、堆積物中における陸源物質の量を決定する最も重要な要因は海水準であると述べている。Emeis et al. (1995) は、ODP Site 723 のコア試料を用いて、アルケノン (U^{K}_{37}) による表層水温、*Globigerina bulloides* の相対産出頻度、有機炭素量を測定して、氷期の表層水環境は寒冷で低生物生産で、陸源物質の流入量が多かったと述べている。これまでの研究に共通した見解は、①間水期には高生物生産であったこと、②氷期には堆積速度が速く、③碎屑物の供給量が増加したことである。

オマーン沖の海底堆積物では、オパール質の生物遺骸はほとんど産出せず、炭酸塩殻の生物遺骸の産出が豊富なため、有孔虫の量と群集の検討が数多く行われている。しかし、一般に生体群集の大部分は溶解されてしまい堆積物に保存される遺骸はごく一部であることから、化石群集は基本的に生体群集を反映するはずだという単純な仮説に基づいて量と群集を解析するだけでは、沿岸湧昇流や南西モンスーンの正しい復元はなし得ないために、炭酸塩溶解の厳密な見積もりが重要である。これまでに、有孔虫殻の破片化指標に基づいた炭酸塩溶解の評価は行われている (Anderson and Prell, 1993 ; ten Kate et al., 1994 など) が、いずれも種を限定せずに完全殻と破片の割合を求めたものであり、炭酸塩溶解前の群集が不明なために適切な評価がなされていない恐れがある。これまでの研究の問題点をまとめると、①炭酸塩溶解の評価が不適当であること、②浮遊性有孔虫数や炭酸塩炭素量を生物生産性の指標としていること、③第四紀でも比較的最近の限定された期間について議論しているものがほとんどであることなどが挙げられる。

本研究では、この破片化指標を特定の種に限定して炭酸塩溶解の評価を行い、これに基づいた過去の生物生産性の推定を行った。また、第四紀全体を通しての解析を行い、過去 200 万年におよぶ南西モンスーンの消長を考察することを目的とした。

試 料

本研究で使用した試料は、ODP Leg 117 によってオマーン沖大陸斜面の 727 地点と 728 地点から採取された海底ボーリングコアである。この海域の大陸斜面上には平坦面が 2 段発達している。727 地点は、その上段平坦面に発達している堆積盆の軸部の水深 914.5 m に位置し、北方約 30 km のこの堆積盆のほぼ中央部に 723 地点がある。728 地点は、下段の堆積盆のほぼ中心の水深 1,427.8 m に位置している。これら 2 地点と陸棚外縁の 726 地点の 3 地点は、726、727、728 の順に沿岸から沖合に向かう一直線上に位置している (Fig. 1)。

727 地点においては、A コアが海底下深度 182.4 m までと B コアが 27.1 m まで掘削された。両コアの対比が行える上部 25 m までについては、岩相記載に基づく鍵層のカラーバンド (Niitsuma, 1991)、帯磁率値 (ODP Leg 117 Shipboard Scientific Party, 1989)、およびコアの写真に基づく対比を行い、両コア間で対比できた層序間隔の深度変化に対する平

Fig. 1. Locations of Site 727 and 728 studied.

均値を積算して合成深度 (composite depth : cd) を作成した。その結果、727 A コアの最深部は海底下 185.65 m となった。解析には最深部までの 235 個の試料を使用した (Fig. 2)。728 地点においては、A コアが海底下深度 346.4 m までと B コアが 347.7 m まで掘削されており、727 地点と同様にして cd を作成した。解析には海底下深度 69 m までの 83 個の試料を使用した (Fig. 3)。

試料は、古地磁気測定用のサンプルキューブ (容積 7 cc) を堆積物に差し込んで採られたものであり (Hayashida and Bloemendal, 1991)、採取後室温で保存されていた。粉末 X 線回折分析によって石膏が認められたが、本研究で行った有孔虫殻を用いた炭酸塩溶解の度合いと石膏のピークの高さとの間には石膏の増加に比例して炭酸塩溶解の度合いが進行していないことが確かめられた。各試料の深度間隔はおおよそ 75 cm である。

岩相

堆積物の光学顕微鏡による観察によれば、この海域の堆積物は生物源炭酸塩と陸源性砕屑物の 2 主成分からほとんど構成されている (ODP Leg 117 Shipboard Scientific Party, 1989) (Figs. 2a, 3a)。また、陸源性砕屑物の相対量は、沿岸から沖合に向かって減少していき (平均値として沿岸の 727 地点で 60%、沖合の 728 地点で 50%)、生物源炭酸塩が相対的に増加している (Figs. 2a, 3a)。生物源炭酸塩の主成分は石灰質ナノ化石であり、有孔虫殻がこれに伴っている。

後に詳述するように、沈積流量 (accumulation rate) の算出には乾燥全岩密度 (dry-bulk density : DBD) が必要である。ODP Leg 117 では DBD が全層準にわたって測定されている。727 A コアと 728 A コア (本研究で使用了上部のみ) について得られた DBD の平均値、標準偏差、最大偏差、ばらつきを倍数に換算したもの [(平均値 + 標準偏差)/(平均

Table 1. Dry-bulk density (ODP Leg 117 Shipboard Scientific Party, 1989).

	727A	728A
average ($\bar{x}$)	1.09	1.13
standard deviation (σ)	0.10	0.09
$(\bar{x} + \sigma)/(\bar{x} - \sigma)$	1.20	1.18
$x_{\max}/x_{\min}$	1.54	1.37

Table 2. Nannofossil datum (ODP Leg 117 Shipboard Scientific Party, 1989) corresponded oxygen isotope stage. Stage boundary ages were revised by Berggren et al. (1995).

datum event	Site 723 ^{*1}	age (ka)	Site 728 ^{*2}	age (ka)
B/ <i>E. huxleyi</i>	stage. 8	262-323	stage. 7-8	195-323
T/ <i>P. lacnosa</i>	stage. 12	449-496	stage. 12	449-496
T/ <i>R. sp. A</i>	stage. 23-25	883-954		
B/ <i>G. parallela</i>	stage. 27-29	968-1030		
T/ <i>G. "large"</i>	stage. 34-35	1174-1241		
T/ <i>H. sellii</i>	stage. 41-42	1377-1463		
T/ <i>C. macintyreii</i>	stage. 47-52	1526-1663		

Note: T= upper limit of event, B= lower limit of event

*1. shown by Niitsuma et al. (1991)

*2. shown by ten Kate et al. (1994)

値 - 標準偏差), (最大値)/(最小値)] を Table 1 に示す。DBD の変動の幅は、727 A コアで平均 1.20 倍、最大 1.54 倍、728 A コアで平均 1.18 倍、最大 1.37 倍である。

対比・年代

727 A コアについては、各試料 1 つおきに浮遊性有孔虫 *Neogloboquadrina dutertrei* 殻の酸素同位体比の測定を行った。728 地点では ten Kate et al. (1994) によって、723 地点では Niitsuma et al. (1991) によって、酸素同位体比ステージ区分と石灰質ナノ化石層序基準面との関係が示されている。本研究においては、これらの酸素同位体比ステージ区分に、Williams et al. (1988) によるステージ境界の年代値を Berggren et al. (1995) に基づいて修正した年代値に対応させて、石灰質ナノ化石基準面の年代値を割り出した (Table 2)。723 地点における帯磁率は氷期に高くなるとされており (Niitsuma et al., 1991)、Niitsuma (1991) はこうした挙動の類似性に加えて、鍵層としてのカラーバンドによる地点間の対比を行って、723 地点-727 地点-728 地点の対比を行っている。

本研究では、それぞれの層序関係に基づいて 723 地点-727 地点-728 地点の間で対比を行った後に、酸素同位体比ステージ区分を行った結果、727 地点にはステージ 2 から 42 まだが

Table 3. Oxygen isotope stages in Hole 727 A and 728 A. Stages 2-14 in Hole 728 A were determined by ten Kate et al. (1994).

stage	age (ka)	727A cd (m)	728A cd (m)
2	12		0.35
3	24	4.66	1.59
4	59	8.39	3.27
5	71	9.85	3.90
6	128	14.47	5.42
7	195	23.79	10.24
8	262	26.71	11.93
9	323	31.00	14.31
10	367	34.76	15.37
11	394	38.33	16.69
12	449	42.76	18.14
13	496	47.82	21.01
14	542	50.40	22.36
15	578	57.95	23.42
16	635	59.38	23.85
17	676	66.05	26.73
18	714	68.92	27.24
19	757	72.77	28.47
20	783	74.91	28.99
21	808	77.39	30.17
22	852	81.75	31.13
23	883	86.74	33.33
24	904	88.17	33.97
25	922	89.99	35.43
26	954	93.00	36.35
27	968	95.46	38.13
28	997	96.69	38.57
29	1010	103.60	40.57
30	1030	105.29	41.82
31	1050	109.71	42.69
32	1089	110.18	43.06
33	1131	110.76	43.35
34	1174	111.52	43.57
35	1203	115.81	45.09
36	1241	117.42	45.43
37	1267	118.06	46.34
38	1303	118.81	46.97
39	1330	122.31	47.97
40	1364	126.10	49.46
41	1377	129.82	50.75
42	1439	131.56	51.11
43	1463	133.83	52.55
44	1486		53.83

(Fig. 2), 728 地点には ten Kate et al. (1994) が区分したステージ 1 から 13 に加えてステージ 43 までがそれぞれ認められ (Fig. 3), これらの堆積物がステージ 42 あるいは 43 以降連続して堆積していることが明らかになった (Table 3).

堆積速度

727 と 728 の両地点においてステージ区分とその年代値から求めた堆積速度は、氷期に速く間氷期に遅い傾向がみられ (Figs. 2b, 3b), これまでの研究結果と整合的である。ただし、ステージ 25 より下位の層準では、ステージ区分の時間幅が短くなるために対比の信頼度が低くなり、堆積速度の信頼度が低い。このため、後に議論する沈積流量の値 (Fig. 4) もステージ 25 以前での信頼度が低い。ステージ 25 以降における堆積速度の変動幅は最大 10 倍に達し、DBD の最大変動幅 (1.54 倍) に対してはるかに大きい。

分 析 手 法

浮遊性有孔虫

浮遊性有孔虫数

727 A コアと 728 A コアについて、乾燥させた堆積物試料 1g あたりに含まれる浮遊性有孔虫数を次のようにして求めた。①乾燥試料を秤量, ②1 昼夜水に浸して放置, ③63 μ m のふるい上で細粒粒子の流出が止まるまで水洗, ④濾紙の上で風乾 (2-3 昼夜), ⑤250 μ m 以上をふるいで選別, ⑥分割器を用いて適量に分割, ⑦双眼実体顕微鏡下ですべての有孔虫の個体を拾い出した。

炭酸塩溶解の評価

有孔虫殻を利用した炭酸塩溶解の評価には, ① Parker and Berger (1971), Hecht et al. (1975), Adelseck (1978), Thunell and Honjo (1981), Hemleben and Auras (1984) などによって示されるような溶解に強い種と弱い種の相対比を用いた方法や, ② Steens et al. (1991) や ten Kate et al. (1994) が用いたように種を限定せずに個体として識別することができる殻全体の半分以上が残っている殻 (Whole tests) と半分以下しか残っていない破片 (Fragments) との割合 (W/W+F) による方法, さらに, Le and Shackleton (1992) による, 一つの殻 (Whole test) から複数の破片 (Fragments) ができることを考慮して, この指標と炭酸塩溶解の進行度を線形とするために, 破片数を定数で割る方法などが示されている。しかし, これらの指標はいずれも, 生体群集から沈降した初期遺骸群集の相違によってその値が左右される危険性があり, 炭酸塩溶解の程度だけの関数とはいえない。これらの方法に対して, ③大場・Ku (1977), Ku and Oba (1978) は溶解によるある種の殻の変化に着目することによって, 初期の群集組成に左右されない溶解の程度を評価する方法を提唱した。本研究では, 殻の周囲に厚い縁 (キール) をもつ *Globorotalia menardii* と *Globorotalia tumida* について, 完全個体の割合すなわち P/P+D+F 値 (P, Perfect tests; D, Damaged tests; F, Fragments) を採用した。この指標は, 原理的に上に述べた他の方法よりも信頼性が高いと考えられる。

727 A コアの 235 個の試料と 728 A コアの 83 個の試料について, 250 μ m 以上の成分について, 浮遊性有孔虫のうちキールをもつ種 (主に *Globorotalia menardii* と *Globorotalia tumida*) を, 完全な殻 (Perfect tests), 破損した殻 (Damaged tests), 破片 (Fragments) に分けて計数し, 完全な殻の割合 (P/P+D+F) を求めた。この値は二項分布に従い, その誤差の標準偏差は $(k(n-k))^{(1/2)} / n^{(3/2)}$ (n , 標本の大きさ; k , 完全殻の数) となるとした。目的とした種の殻の産出が乏しい層準では, n が小さいため誤差が大きくなり, この標準偏差が 0.10 を越える層準については, その分析値を棄却した。

酸素同位体比の測定

727 A コア試料のほぼ 1 つおきに 101 層準について, 各試料から 250-300 μ m の大きさの *Neoglobobulimina dutertrei* を約 30 個体 (測定できたものの最低は 21 個体) ずつ拾い出

727A

Fig. 2. Stratigraphic changes in (a) lithology, (b) sedimentation rate, (c) oxygen isotope ratio measured for planktonic foraminifera *Neogloboquadrina dutertrei*, (d) carbonate carbon content, (e) planktonic foraminifera abundance per one gram of bulk sediment, (f) perfect test ratio of keeled taxa (*Globorotalia menardii* and *Globorotalia tumida*), (g) organic carbon content and (h) estimated quartz content in Hole 727A. The stippled horizons correspond to the glacial periods. Bold broken lines show the break in long time-scale changes. The horizontal axes in column (a) shows composition of sediment.

して、酸素同位体比の測定用試料とした。測定は、その有孔虫殻を 60.0°C の 100% リン酸と反応させて二酸化炭素を発生させ、真空装置中で液体窒素と冷却エタノールを用いて精

製した後、同位体比質量分析計 (Finigan MAT 251) を用いて行った。この分析装置では、一回の測定で 5 回の繰り返し測定を行い、その標準偏差は $\pm 0.02\text{‰}$ で、最大でも $\pm 0.04\text{‰}$

728A

Fig. 3. Stratigraphic changes in (a) lithology, (b) sedimentation rate, (c) carbonate carbon content, (d) planktonic foraminifera abundance per one gram of bulk sediment, (e) perfect test ratio of keeled taxa (*Globorotalia menardii* and *Globorotalia tumida*), (f) organic carbon content and (g) estimated quartz content in Hole 728 A. The stippled horizons correspond to the glacial periods. Bold broken lines show the break in long time-scale changes. The horizontal axes in column (a) shows composition of sediment.

であった。

炭素含有量

727 A コアと 728 A コアの各試料について、粉末乾燥試料 100 mg から全炭素量を、酸処理 (6 N の HCl 溶液を 0.5 ml 付加し、反応が終了した後に乾固させた) を施して炭酸塩を除去した試料 40 mg から有機炭素量を、それぞれ LECO 社製炭素分析計 WR-112 を使用して測定した。この分析装置では、試料を燃焼させ、生成した CO₂ の量から炭素量を決定する。測定した全炭素量から有機炭素量を引いて、炭酸塩炭素量とした。

粉末 X 線回折分析

砕屑物や生物源炭酸塩などの堆積物組成を検討するために、粉末 X 線回折分析を行った。分析は、乾燥試料を指先で

触って粒子の感触がなくなるまでメノウ乳鉢で粉碎した後、テフロンで被覆されたスライドガラスのくぼみに詰めて、マックスサイエンス MXP3 X 線回折装置を用い、以下の測定条件下 (40.0 kV ; 20.0 mA ; target : Cu-Kα (1.54056 Å) ; divergence slit : 1.00 degree ; scattering slit : 1.00 degree ; receiving slit : 0.15 mm ; sampling width : 0.0100 degree ; scanning speed : 2.0000 degree/minute) で行った。得られた回折パターンに、スムージング・バックグラウンド処理を行った後に、ピークサーチ処理による各々の回折ピークの高さ (peak height) を求めた。一部の層準については積分強度 (peak area) も求めた。これらの数学的処理には、分析器の UNIX システム上のソフトウェアを用いた。次に、各々の回折ピークの同定を行い、指数付けした。繰り返し測定の結果

によれば、ピークの高さのばらつきの（標準偏差）/（平均）は、最大2%程度である。

石英含有量の半定量的見積もり

回折強度が含有量を反映するという仮定は、マトリックス組成が一定であるという仮定の上に成り立っているため、オマーン沖試料中の碎屑物の代表として、石英を外部標準法によって半定量的に見積もった。X線回折分析における回折強度は、①当該成分の量、②当該成分固有の係数、③当該成分以外の組成によって変化する減衰（吸収）係数、④装置・測定条件などによって決定される（Alexander and Klug, 1948）。試料間の比較をする際には、④は分析過程と条件をすべての試料で統一することによってその影響を除くことができる。③の影響を考慮するためには、内部標準法を使わねばならないが（Alexander and Klug, 1948）、外部標準法の場合には、マトリックス組成をほぼ一定と考えれば、その影響を無視することができる。②は、結晶度などの違いによって左右されるが、試料間でこうした特徴が等しいか、あるいはそのばらつきが小さければ、この影響は小さくなる。727 A コアにおいては、石英のピークの高さと積分強度の相関は良く（ $r=0.98$ ）、試料による石英の結晶学的な違いは小さいと考えられる。

実際の手順としては、①方解石-石英の調合試料を0-100重量%の範囲で5%おきに作成し、粒度が均一になるように、自動乳鉢を使用して方解石と石英をそれぞれ粉碎した後、自動乳鉢を用いて1時間混ぜ合わせた。②これらの標準混合試料を、それぞれ3枚のスライドガラスに詰め替え、それらを5回ずつ繰り返して測定し、平均をとって石英と方解石のそれぞれの回折強度を求めた。③この2成分の重量比および回折強度比を計算して検量線を作成した（Fig. 5a）。実際の試料における石英/方解石ピークの高さ比の範囲は、0.64-0.96であることを考慮して、回帰直線は石英/方解石のピークの高さ比が0.0から0.9までについてのみ求めた。回折強度比を計算することによって、マトリックスの影響は消去されるため、回折強度比と重量比は、原点を通る比例関係をもつはずである。この関係を利用して、各サンプルにおける回折強度比から、重量比を求めた。この際の誤差は、標準偏差で±0.02であった。方解石の回折強度と炭素分析によって得た炭酸塩炭素量との間には相関関係がある（Fig. 5b）ことから、炭酸塩炭素量をestimated $\text{CaCO}_3\%$ （炭酸塩がすべて純粋な CaCO_3 であると仮定して炭酸塩炭素量から求めた炭酸塩の量）に換算した値が方解石の重量%に等しいと考えて（この換算の際の誤差は727 A コアで±4.1%、728 A コアで±3.5%であった）、石英の重量%を求めた。この見積もり全体の誤差は、標準偏差で±1.9%（727 A コア）、±1.7%（728 A コア）である。

結 果

浮遊性有孔虫数

乾燥試料1gあたりの浮遊性有孔虫数の層準変化をFigs. 2e, 3dに示す。727 A コアにおけるその変動幅は、最小6から最大2,000個体/gである。深度125m以深の層準では、そ

れ以浅に比べて、①最小値が小さく、平均値が低い（下位、平均238個体/g；上位、平均659個体/g）。②値の振幅が小さい。また、深度90m以深では氷期-間氷期に対応するような変動傾向は認められないが、深度90m以浅では氷期に少なく（平均502個体/g）間氷期に多い（平均886個体/g）。

728 A コアでは、浮遊性有孔虫数の変動幅は20から4,500個体/gである。その変動幅の急変が2層準に認められ、全体を3つの層準（0-35m, 35-54m, 54-70m）に区分することができる。下位から上位に向かって、①最小値の増加と平均値の増加（下位から平均で200個体/g, 370個体/g, 1129個体/g）、②振幅の増加、が認められる。氷期-間氷期との対応は、728 A コアの分解能があまり良くないため、全層準を通して不明瞭である。

炭酸塩溶解の評価

727 A コアにおける完全個体の割合（ $P/P+D+F$ ）は、全体的に氷期で高く（平均55%）間氷期で低い（平均50%）（Fig. 2f）。深度126.5mと92mでその値が急変し、下位から上位に向かって、値が平均で38%, 51%, 57%と順次大きくなる（すなわち、炭酸塩溶解作用が弱くなる）ことによって3層準に区分できる。

728 A コアにおける $P/P+D+F$ 値は、氷期に高く（平均40%）間氷期に低い（平均33%）。また、下位から上位に向かって値が大きくなる傾向が認められ、深度49mではわずかに、深度33mでは大きく値が変化する（深度49m以深、平均24%；深度49mから深度33mまで、平均30%；深度33m以浅、平均46%）（Fig. 3e）。

炭素含有量

727 A コアにおける有機炭素量は、氷期に少なく（平均1.34%）間氷期に多い（平均1.99%）（Fig. 2g）。ステージ40に相当する海底下深度130m以深では全層準を通して最も大きい値（平均2.82%）を示し、なかでも130-150mでは極めて大きい値を示す。ステージ26に相当する95mからステージ40に相当する130mまででは、下位に比べて平均値が小さい（平均1.79%）。ステージ26に相当する95mよりも上位では、下位の95-130mに比べて変動幅は大きく平均値は一層小さい（平均1.47%）。

728 A コアにおける有機炭素量は、試料の時間分解能が727 A に比べて低いため変動の傾向があまり明瞭ではないが、727 A コアと同じように氷期に少なく（平均0.77%）間氷期に多い（平均1.04%）（Fig. 3f）。ステージ37に相当する海底下深度47m付近を境に、下位では多く（平均1.53%）上位では少なく（平均0.77%）になっている。

727 A と728 A の両コアにおいて、炭酸塩炭素量は、氷期に少なく（727 A, 平均7.33%；728 A, 平均7.11%）間氷期に多い（727 A, 平均8.02%；728 A, 平均7.55%）（Figs. 2d, 3c）。ただし、728 A コアのステージ24以前においては、試料の時間分解能が低いため、こうした傾向は不明瞭である。

鉱物の回折強度/石英含有量

727 A, 728 A のいずれのコアにおいても、主要鉱物は、方解石、石英、苦灰石、長石であり、これに微小ピークを呈す粘土鉱物群が加わっている。オパールが含有されていると考

Fig. 4. Stratigraphic variations in accumulation rates of (a) carbonate carbon, (b) planktonic foraminifera test, (c) organic carbon and (d) estimated quartz in Hole 727 A (solid line) and 728 A (broken line). Accumulation rates were calculated on the assumption that the DBD is constant, 1.09 g/cm³ in Hole 727 A and 1.13 g/cm³ in Hole 728 A. The upper axes show values in Hole 727 A and the lower show values in 728 A. The stippled horizons correspond to the glacial periods.

えられるようなバックグラウンドの高まりは、全層準を通して認められない。

石英の含有量は、727 A と 728 A の両コアにおいて、明瞭に氷期に多く (727 A, 平均 13.7%; 728 A, 平均 12.9%) 間氷期に少ない (727 A, 平均 9.8%; 728 A, 平均 10.3%) (Figs. 2h, 3g)。

考 察

浮遊性有孔虫数/沈積流量

727 A コア

深度 90 m 以浅の浮遊性有孔虫数は間氷期に増加する

(Fig. 2e)。しかし、ここでいう浮遊性有孔虫数 (＃/g) はあくまで他の成分との相対比であるため、希釈の影響を考慮する必要がある。すなわち、有孔虫殻の沈積流量だけではなく、他の成分の沈積流量の多寡が、海底に保存される堆積物中の有孔虫殻の量を決定しているのである。

727 地点における堆積速度は、氷期において間氷期よりも著しく速くなる (Fig. 2b)。このことを考えると、氷期における浮遊性有孔虫数の低下は、強い希釈効果の産物である可能性がある。

単位重量あたりの量を沈積流量に変換する際には、堆積速度の他に DBD 値が必要であるが、DBD は最大でも 1.5 倍し

か変化せず (Table 1), 堆積速度の変化幅に比べて非常に小さい。このため, ここでは DBD は一定値であると仮定して, 堆積速度と DBD の平均値 (Table 1) により沈積流量を算出し (Fig. 4), 以下の希釈などの議論を行う。

酸素同位体比ステージ 26 以前に相当する深度 90 m から 125 m までの浮遊性有孔虫数 ($\#/\text{g}$) には氷期-間氷期に対応する顕著な変動がみられない (Fig. 2e)。堆積速度は氷期に速い (Fig. 2b) ため, 沈積流量は間氷期 (平均 $4,095$ 個体/ $\text{cm}^2/\text{kyr.}$) よりむしろ氷期に多くなる (平均 $18,339$ 個体/ $\text{cm}^2/\text{kyr.}$) (Fig. 4b)。ステージ 24 以降に相当する 90 m 以浅での浮遊性有孔虫数の氷期-間氷期における変動幅は 5 倍から 10 倍程度であり, 堆積速度の変動幅 (最大 10 倍近く) とほぼ一致する。このため, 浮遊性有孔虫数は, 他の成分による希釈の効果によってほぼ説明できる。つまり, 有孔虫殻の沈積流量は, 氷期と間氷期とでほとんど違いがないと考えられる (Fig. 4b)。すなわち, 間氷期には強い南西モンスーンに駆動された沿岸湧昇流が大量の栄養塩類を表層に供給して生物生産性が高くなると予想されるにもかかわらず, 沈積流量は増加しないということになる。

間氷期に高くなると予想される生物生産性の変化と, 沈積流量が対応しない原因の可能性として, 氷期-間氷期における炭酸塩の保存過程の違いが挙げられる。生産量の多い時期に炭酸塩の保存が悪ければ, 生産量が少なく炭酸塩の保存が良い時期との間で, 沈積流量の多寡関係が不明瞭になるからである。

長期的な変動傾向をみると, 深度 125 m 以深では, それより上位に比べて浮遊性有孔虫数が極端に少ない (Fig. 2e) が, この層準で特に堆積速度が速いということではなく (0-90 m, 97.5 mm/kyr. ; 90-125 m, 80.8 mm/kyr. ; 125-185 m, 97.8 mm/kyr. ; 1.2 倍以内の違い), 希釈に起因した結果ではないと考えられる。南西モンスーンの発達に関するこれまでの研究から, この時期 (第四紀の初め) には南西モンスーンが活動しており (Niitsuma et al., 1991 など), 沿岸湧昇流による栄養塩の供給によって表層水中では生物生産が活発に行われていた。したがって, 125 m 以深における極めて少ない浮遊性有孔虫数の原因は生産量が少なかったためではなく, 炭酸塩溶解が強かったことに起因する可能性が高い。

728 A コア

727 A コアの上部にみられるような浮遊性有孔虫数の氷期-間氷期に対応した傾向は認められない (Fig. 3 d)。Niitsuma (1991) の対比によれば, 728 地点における堆積速度の変化は 723 地点と同程度であり, 酸素同位体比ステージ区分に基づいて計算した堆積速度の変化からは, 最大 5 倍程度の変化が認められる。このことから, 728 A コアの浮遊性有孔虫殻の沈積流量は間氷期 (平均 $2,712$ 個体/ $\text{cm}^2/\text{kyr.}$) よりむしろ氷期に多くなっている (平均 $6,017$ 個体/ $\text{cm}^2/\text{kyr.}$) ことがわかる (Fig. 4b)。これは, 727 A コアと同様に, 底層での炭酸塩保存過程の違いに起因している可能性がある。

深度 35 m, 50 m を境とした上方に向かう浮遊性有孔虫数の増加 (Fig. 3d) も, 727 A コアと同様に, 炭酸塩溶解の強

Fig. 5. (a) Correlation between quartz/calcite weight ratio and quartz/calcite peak height ratio in standard quartz-calcite two-component mixture. (b) Correlation between carbonate carbon content and calcite peak height.

さの違いに起因している可能性が高い。

炭酸塩炭素量/炭酸塩沈積流量

炭酸塩炭素量と方解石の回折強度の間に良い相関関係が認められる (Fig. 5b)。方解石は石灰質ナノ化石を主成分とする生物源であるため, この炭酸塩炭素は生物源炭酸塩中のものであると考えられる。

炭酸塩炭素量が氷期に少なく間氷期に多いという傾向は, 浮遊性有孔虫数の変動よりも明瞭である (Figs. 2d, 3c)。炭酸塩炭素量と氷期-間氷期の対応が明瞭であるという事実は, 石灰質ナノ化石を主成分とする生物源炭酸塩全体に比べて浮遊性有孔虫殻が溶解の影響を強く受けやすいことに起因すると考えられる。すなわち, 生物生産性の高い間氷期を通じて, 浮遊性有孔虫殻は溶解作用によってその数を著しく減少

するのに対して、炭酸塩全体量としては有孔虫殻数の減少ほど大きくは減少しなかったであろう。

しかし、炭酸塩炭素量の変動幅は2倍以下であるため、堆積速度の変化を考慮すると、浮遊性有孔虫殻と同じように、やはり全体的に間氷期(727 A, 平均 $66 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$; 728 A, 平均 $25 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$)よりも氷期(727 A, 平均 $149 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$; 728 A, 平均 $58 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$)のほうが沈積流量は多いことになる(Fig. 4a)。したがって、間氷期に炭酸塩溶解作用が強く働いて海底への供給量の増加を上回るという可能性は炭酸塩炭素量からも示唆される。

炭酸塩溶解の評価

727 A コア

キールをもつ殻の完全殻の割合($P/P+D+F$)は、氷期に高く間氷期に低くなる(Fig. 2f)ことから、氷期に比べ間氷期に炭酸塩の溶解作用は強く働いたと考えられる。すなわち、オマーン沖沿岸の間氷期においては、強い南西モンスーンに駆動されて強化された沿岸湧昇流による表層への栄養塩供給量の増加が表層海水中での生物生産性を高めたため、海底への有機物の沈降量は増加した。これによって、有機物の分解過程で生成された CO_2 もまた間氷期に増加し、炭酸塩溶解作用が強く働いたと考えられる。

炭酸塩溶解強度の氷期-間氷期に対応した変化と、浮遊性有孔虫殻・生物源炭酸塩の沈積流量がほとんど変化しないこと、ないしは間氷期よりもむしろ氷期において多くなっていること(Figs. 4a, 4b)を、さらに考え合わせると、間氷期には炭酸塩の溶解作用が強く働いたため、有孔虫殻・生物源炭酸塩は激しく溶解され、沈積流量は著しく減少し、有機物供給量の検討において後述するように表層水中での生物生産性が高くなることに伴う浮遊性有孔虫・生物源炭酸塩の生産量の増加が、底層での炭酸塩溶解による損失量の増加によって相殺された結果として、有孔虫殻の沈積流量は氷期と比べてもあまり変化せず、あるいは逆に少なくなり、生物源炭酸塩の沈積流量もまた逆に少なくなったと考えられる。長期的にみると125 m以深では、浮遊性有孔虫数が極端に少ない(Fig. 2e)が、これは生産量の減少によるものではなく、炭酸塩溶解作用が極めて強かったこと(Fig. 2f)によるものと考えられる。表層での生産性が高く、底層への有機物供給量と底層での分解量が多かったために、炭酸塩溶解が強く作用して浮遊性有孔虫殻の大部分を溶解してしまい沈積流量が極めて少なくなった結果である。生物生産性が極端に高いと、堆積物での保存量は逆に少なくなるというこの推定は、深度125-90 mにおける氷期-間氷期オーダーでの保存量の変化と調和的である。深度125-90 mでは、 $P/P+D+F$ 値が90 m以浅よりも低く(Fig. 2f)、125-90 mの層準は炭酸塩溶解作用がその上位より強かった時期に堆積したことがわかる。この中部層準では、浮遊性有孔虫殻の沈積流量が間氷期よりもむしろ氷期に多い(Fig. 4b)。炭酸塩溶解作用が長期間にわたって強い時期には、高生物生産期(間氷期)における強い炭酸塩溶解作用がさらに強化されて、生物源炭酸塩の保存を貧弱にし、低生産期と高生産期(氷期-間氷期)の間での沈積流量の多寡関係が不明瞭になる、ないしは生産量の多寡と全く逆

転する可能性がある。この中部層準においては、上部層準に比べて炭酸塩溶解が強く働いた結果、生物生産性が高いと考えられる間氷期で有孔虫殻の沈積流量が少なくなっている。

以上のことから、炭酸塩溶解を引き起こす有機物の海底への供給量は、125 m, 90 mの2層準を境に上位に向かって減少したと考えられる。

728 A コア

727 A コアと同様に、間氷期には炭酸塩溶解作用が強く働いたことが示唆される(Fig. 3e)。

728 A コアの上部においては、有孔虫殻破片化の度合いからみて727 A コアの上部におけるよりも炭酸塩溶解作用が強かったことがわかる(Figs. 2f, 3e)。727 地点では浮遊性有孔虫の生産量と沈降量の変化が炭酸塩溶解による有孔虫殻の損失量の変化によってほぼ相殺されていたのに対して、728 地点においては損失量の変化が生産量の変化を上回り、有孔虫殻の沈積流量が間氷期よりも氷期において多くなった(Fig. 4b)ため、氷期で強化される希釈効果の結果、有孔虫殻数は氷期と間氷期で明瞭な差がなくなっている(Fig. 3d)。すなわち、728 A コアの上部には、727 A コアの深度90-125 mに類似した堆積機構が作用したと考えられる。

浮遊性有孔虫数が深度50 m, 35 mを境にして上方へ向かって増加すること(Fig. 3d)と、完全殻の割合(Fig. 3e)から、下位ほど炭酸塩溶解の進行していることがわかる。このことから、727 A コアと同じように、海底への有機物供給量が2つの急変層準を境に上位に向かって減少したと考えられる。

炭酸塩損失量の推定

大場・Ku (1977) は、完全な殻の割合と炭酸塩損失量との関係を提示した。これを用いて、炭酸塩炭素沈積流量と有孔虫殻破片化指標から海底に沈降した炭酸塩フラックスの推定を試みたが、氷期に多く間氷期に少ないという傾向は、炭酸塩炭素沈積流量の変化と同様であり、予想される生物生産性の変化とは逆であった。大場・Ku (1977) による炭酸塩損失量は有孔虫軟泥を用いて求められたものであるのに対して、本地域の堆積物中の炭酸塩の主成分は有孔虫殻よりも溶解に強いといわれている石灰質ナノ化石であることなどが、炭酸塩損失量の評価を不適当なものにしていると考えられる。

有機炭素量/有機炭素沈積流量/有機物供給量

単位堆積物中の有機炭素量は氷期に少なく間氷期に多くなる(Figs. 2g, 3f)。しかし、他の成分と同じく有機炭素量(%)は堆積物中の相対量である。堆積速度の変化を考慮して有機炭素の沈積流量を計算すると、間氷期と氷期で明瞭な差がないかあるいは間氷期に少なく氷期に多い(727 A; 間氷期平均 $16 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$, 氷期平均 $30 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$; 728 A; 間氷期平均 $3.9 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$, 氷期平均 $6.4 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$)こと(Fig. 4c)がわかる。すなわち、間氷期における有機炭素量の増加は他の成分による希釈効果が弱いことに起因すると考えられる。

Müller and Suess (1979) は、世界各地の海底表層堆積物の堆積速度と保存される有機物の量を、その直上の海水表層の生物生産量と対応させ、(有機炭素沈積流量)/(基礎生産

量)が、堆積速度の1.30乗に比例するという経験式を導いた。さらに、この式を変形して、堆積物中の有機炭素含有量は、基礎生産量および堆積速度の0.30乗に正比例し、乾燥全岩密度に逆比例するという関係を提示している。つまり、基礎生産量が一定の場合には、堆積速度が速いほど堆積物中の有機炭素量は多くなるのである。

727 A コアと728 A コアにおいて、基礎生産量を一定と仮定すると、氷期に堆積速度が速いために有機炭素含有量は間氷期に比べて最大 $10^{0.30}=2.00$ 倍多くなるはずであるが、実際には間氷期の方が多い。このことから、間氷期の堆積物中に有機炭素量が多いのは基礎生産量が多く、海底への有機物供給量が多かったためであると結論できる。このことは、有孔虫殻破片化の程度から見積もった炭酸塩溶解作用が、氷期に弱く間氷期に強いこと (Figs. 2f, 3e) と調和的である。

727 A コアでは、ステージ40に相当する海底下深度130 mとステージ26に相当する95 mの2つの層準を境に、上位に向かって有機炭素量が減少する (Fig. 2g) が、堆積速度は長期的には増加していない (Fig. 2b) ので希釈効果ではなく、有機炭素沈積流量が減少していることによる。また、堆積速度が長期的に一定であること (Fig. 2b) から有機物の保存性も一定であると考えられるので、有機炭素沈積流量の減少は海底への有機物供給量が段階的に減少したことによると判断される。728 A コアでは、ステージ37に相当する深度47 m付近を境に、上位に向かって海底への有機物供給量が減少したと考えられる (Fig. 3f)。

回折強度/石英含有量/碎屑物流入

727 A と728 A の両コアは、主に生物源炭酸塩と陸源性碎屑物から成り、生物源炭酸塩の主成分は石灰質ナノ化石である (ODP Leg 117 Shipboard Scientifica Party, 1989) ので、方解石の大部分は石灰質ナノ化石のココリスであると考えられる。また、方解石の回折強度は炭酸塩炭素量と相関関係をもつ (Fig. 5b) ことから、堆積物中の炭酸塩の主成分は方解石であると考えられる。

deMenocal et al. (1991) はオーエン海嶺において、帯磁率と石英、苦灰石の回折強度の比較を行い、これらの鉱物が陸源性碎屑物を代表しているとした。727 A コアと728 A コアにおいても、帯磁率 (ODP Leg 117 Shipboard Scientifica Party, 1989) と石英の回折強度との相関が高いことから (727 A, $r=0.78$; 728 A, $r=0.71$)、石英は碎屑物起源であると考えられる。苦灰石と長石は、石英と正の相関関係を持ち、碎屑物起源である可能性が高い。本研究では、石英の回折ピークは方解石に次いで高く、またピークの形状が試料に関わらずほぼ一定であるので、オマーン沖堆積物中の碎屑物の代表として外部標準法によって半定量的に見積もった (Figs. 2h, 3g)。

石英の含有量は間氷期に比べ氷期に多い。氷期には堆積速度が速いため、氷期の沈積流量は間氷期に比べ著しく多い (727 A; 間氷期平均 $80 \text{ g/cm}^2/\text{kyr.}$, 氷期平均 $269 \text{ g/cm}^2/\text{kyr.}$; 728 A; 間氷期平均 $36 \text{ g/cm}^2/\text{kyr.}$, 氷期平均 $103 \text{ g/cm}^2/\text{kyr.}$) (Fig. 4d)。

氷期-間氷期オーダーでの堆積メカニズム

本研究の解析結果と堆積速度を考慮した単位時間あたりの各種成分の沈積流量の変化 (Figs. 2, 3, 4) は、以下のようにならめられる。①浮遊性有孔虫殻の沈積流量は、727 A コアの上部において氷期と間氷期の違いはわずかであり、727 A コアの中部および728 A コアにおいては氷期の方が間氷期よりも多くなる。②生物源と考えられる炭酸塩炭素量は、727 A と728 A の両コアにおいて間氷期に多くなるが、沈積流量では氷期に多くなる。③有機炭素の沈積流量は、氷期と間氷期で明瞭に変化しないかあるいは氷期に多く間氷期に少ないが、堆積速度の違いに影響される保存性の違いを考慮すると、表層からの供給量は氷期に少なく間氷期に多かったと考えられる。④陸源性碎屑物を代表する石英の含有量は、氷期に多くなり、沈積流量ではこの傾向が一層明瞭になる。⑤有孔虫の殻から評価した炭酸塩溶解作用の強度は、間氷期に強くなり氷期に弱くなる。

有機炭素の沈積流量の変化と堆積速度の変化を検討して明らかになった海底への有機物質の供給量は間氷期に多く氷期に少なかったという結果から、間氷期には表層水中の生物生産性は高かったと結論でき、このことは、沿岸湧昇流による栄養塩供給量が多いことに起因していると考えられる。間氷期には堆積速度が遅いために有機物質の酸化分解が進み、生成する CO_2 が炭酸塩溶解を引き起こすと考えられ、有孔虫殻から評価した炭酸塩溶解作用が間氷期に強くなることはこのことと調和的である。間氷期には表層水中の生物生産性は高く、海底への浮遊性有孔虫殻・生物源炭酸塩の供給量は氷期に比べ増加したと考えられるのにもかかわらず、浮遊性有孔虫殻と炭酸塩炭素の沈積流量は、氷期-間氷期変動に明瞭な対応を示さないか、あるいは逆に氷期に増加する。この原因は、炭酸塩溶解作用が間氷期に強くなることであると考えられる。オマーン沖大陸斜面上の海底堆積物は、生物源炭酸塩と陸源性碎屑物の2成分系であるが、間氷期には生物源炭酸塩が相対的に増加し、氷期には逆に陸源性碎屑物が増加する。沈積流量は、両成分ともに氷期に増加するが、生物源炭酸塩の増加幅に比べて陸源性碎屑物の増加幅が大きいため、氷期の堆積物中には陸源性碎屑物が多く含まれることになる。

以上のことから、以下の3点を結論とする。①間氷期には表層水中の生物生産性が高かった、②生物源炭酸塩の沈積流量からは古生物生産性を復元することはできない、③堆積速度が間氷期に比べ氷期で極端に速くなる原因は、陸源性碎屑物の沈積流量の増加と炭酸塩溶解作用が弱いことに起因する生物源炭酸塩の沈積流量の増加である。

第四紀を通しての変動

浮遊性有孔虫数と炭酸塩溶解指標、有機炭素量などが大きく変化する層準 (急変層準) が認められる (Figs. 2, 3)。これら2度の急変期を通して、有機炭素供給量の減少と共に炭酸塩溶解作用は弱くなり、同時に浮遊性有孔虫数は増加している。このことは、オマーン沖における表層生物生産性が137-136 万年前と93-88 万年前で著しく低下した後、現在に向かって低下し続けたことを示している。

長期的・段階的な表層生物生産性の低下は、氷期-間氷期オーダーでの生産性の変化と同様に、南西モンスーンに伴う沿岸湧昇流の弱体化が、表層への栄養塩の供給量を減少させた結果と考えることができる。

南西モンスーンの弱体化の原因については以下の指摘がある。安成 (1992) によれば、チベット高原が上昇して、雪線高度に近づくことによって南西モンスーンは弱体化した可能性がある。チベット高原に雪氷が広く分布すればアルベドの増大が生じ、日射による加熱の効率は下がり、南西モンスーンは弱体化する。ただし、安成 (1992) も指摘しているように、この解釈と相反する見解もある。第四紀は、ローレンタイド氷床やフェノスカンジナビア氷床といった北半球の氷床が発達した時期であり、第四紀中期 (約 90 万年前) 以降に生じるミランコビッチサイクルの 10 万年周期の卓越は、こうした北半球氷床の拡大に伴う全球的な大気・海洋循環様式の変化に呼応したものと考えられる。Yasunari and Seki (1992) は、気候統計データの解析から、夏のモンスーンが弱い年には、北太平洋や北米北部に気圧の谷が生じることを見いだした。夏のモンスーンが弱いことによって、ローレンタイド氷床の拡大が起きやすい条件が出現するのである。本研究で明らかになった、第四紀における南西モンスーンの 2 度の弱体化のうち古い方 (137-136 万年前) は、第四紀中期 (約 90 万年前) に生じる変動幅の小さい 4 万年周期の変動から変動幅の大きい 10 万年周期への全球的気候遷移 (climate jump) に先だって起こっており、新しい方 (93-88 万年前) の弱体化時期はこの全球的遷移時期に一致している (Figs. 2, 3)。

ま と め

本研究では、ODP Leg 117 によってオマーン沖から採取された海底ボーリングコアを過去 200 万年間にわたって解析した。その結果、氷期に比べ間氷期の表層水中では生物生産性が高かったことが、有機炭素供給量、炭酸塩溶解の強さ、生物源炭酸塩・有孔虫殻の沈積流量の検討によって、確かめられた。オマーン沖での生物生産性は沿岸湧昇流に依存しており、これは南西モンスーンに駆動されているため、間氷期には南西モンスーンが強かったと考えられる。また、長期的には、137-136 万年前と 93-88 万年前に表層生物生産性が著しく低下したことがわかった。このことは、この時期における南西モンスーンの弱体化によるものと考えられる。

謝 辞

本論文は、北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻における高橋共馬の修士論文に基づいている。本研究で用いた試料は同志社大学の林田 明教授に譲与していただいた。研究に際して、同研究科の坂本竜彦博士には貴重な議論をいただいた。通産省工業技術院地質調査所の川幡穂高主任研究官には原稿を読んでいただき、有意義なコメントをいただいた。以上の方々に感謝の意を表す。

文 献

- Adelseck, C.G., 1978, Dissolution of deep-sea carbonate : preliminary calibration of preservation and morphological aspects. *Deep-Sea Res.*, **24**, 1167-1185.
- Alexander, L. and Klug, H.P., 1948, Basic aspects of X-ray absorption. *Analytical Chemistry*, **20** (10), 886-889.
- Anderson, D.M. and Prell, W.L., 1992, The structure of the southwest monsoon winds over the arabian sea during the late quaternary : observations, simulations, and marine geologic evidence. *Jour. of Geophys. Res.*, **97** (C10), 15481-15487.
- Anderson, D.M. and Prell, W.L., 1993, A 300 kyr record of upwelling off Oman during the late Quaternary : evidence of the Asian southwest monsoon. *Paleoceanogr.*, **8** (2), 193-208.
- Anderson, D.M., Brock, J.C. and Prell, W.L., 1992, Physical upwelling processes, upper ocean environment and the sediment record of the southwest monsoon. In Summerhayes, C. P., Prell, W.L. and Emeis, K.C., eds., *Upwelling system : Evolution Since the Early Miocene*. Geological Society Special Publication, no. 64, 121-129.
- 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. *GSA Bulletin*, **107** (11), 1272-1287.
- Brock, J.C., McClain, C.R., Anderson, D.M., Prell, W.L. and Hey, W.W., 1992, Southwest monsoon circulation and environments of recent planktonic foraminifera in the northwestern Arabian Sea. *Paleoceanogr.*, **7**, 799-813.
- COHMAP Members, 1988, Climatic changes of the last 18,000 years : Observations and model simulations. *Science*, **241**, 1043-1052.
- Curry, W.B., Ostermann, D.R., Guptha, M.V. and Ittekkot, V., 1992, Foraminiferal production and monsoonal upwelling in the Arabian Sea : evidence from sediment traps. In Summerhayes, C.P., Prell, W.L. and Emeis, K.C., eds., *Upwelling system : Evolution Since the Early Miocene*. Geological Society Special Publication, no. 64, 93-106.
- deMenocal, P., Bloemendal, J. and King, J., 1991, A rock-magnetic record of monsoonal dust deposition to the Arabian sea : evidence for a shift in the mode of deposition at 2.4 Ma. In Prell, W.L., Niitsuma, N., et al., *Proc. ODP, Sci. Results.*, **117** : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 389-407.
- Emeis, K.C., Anderson, D.M., Doose, H., Kroon, D. and Schulz-Bull, D., 1995, Sea-surface temperatures and the history of monsoon upwelling in the northwest Arabian Sea during the Last 500,000 Years. *Quat. Res.*, **43**, 355-361.
- Hayashida, A. and Bloemendal, J., 1991, Magnetostratigraphy of ODP Leg 117 sediments from the Owen Ridge and the Oman Margin, western Arabian Sea. In Prell, W.L., Niitsuma, N., et al., *Proc. ODP, Sci. Results.*, **117** : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 161-179.
- Hecht, A.D., Eslinger, E.V. and Garmon, L.B., 1975, Experimental studies on the dissolution of planktonic foraminifera. In Sliter, W.V., Bé A.W.H. and Berger, W.H., eds., *Dissolution of deep-sea carbonates*. Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication, no. 13, 56-69.
- Hemleben, Ch. and Auras, A., 1984, Variations in the calcite dissolution pattern on the Barbados ridge complex at Site 541 and 543, Deep Sea Drilling Project Leg 78A. In Biju-Duval, B. and Moore, J.C., et al., eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 78*, Washington, 471-497.
- Ku, T.L. and Oba, T., 1978, A method for quantitative evaluation of carbonate dissolution in deep-sea sediments and its application to paleoceanographic reconstruction. *Quat. Res.*, **10**, 112-129.
- Le, J. and Shackleton, N.J., 1992, Carbonate dissolution fluctuations in the western equatorial Pacific during the late Quaternary. *Paleoceanogr.*, **7** (1), 21-42.

- Müller, P.J. and Suess, E., 1979, Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic carbon in the ocean. 1. Organic carbon preservation. *Deep-Sea Research*, **26** A, 1347-1362.
- Niitsuma, N., 1991, Layer-by-layer correlation of drilled sediments from Owen Ridge, Oman Margin, and Indus Fan. In Prell, W.L., Niitsuma, N., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 117: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 147-160.
- Niitsuma, N., Oba, T. and Okada, M., 1991, Oxygen and carbon isotope stratigraphy at site 723, Oman Margin. In Prell, W.L., Niitsuma, N., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 117: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 321-341.
- 大場忠道・Ku, T.L., 1977, 深海堆積物中の炭酸塩溶解量の測定. 化石, **27**, 1-14.
- Parker, F.L. and Berger, W.H., 1971, Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific. *Deep-Sea Res.*, **18**, 73-107.
- Shipboard Scientific Party, 1989, Site 726, 727, 728. In Prell, W.L., Niitsuma, N., et al., *Proc. ODP, Init. Repts*, 117: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 441-466, 467-493, 495-545.
- Steens, T.N.F., Kroon, D., ten Kate, W.G. and Sprenger, A., 1991, Late Pleistocene periodicities of oxygen isotope ratios, calcium carbonate contents, and magnetic susceptibilities of western Arabian Sea margin Hole 728 A. In Prell, W.L., Niitsuma, N., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 117: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 309-320.
- ten Kate, W.G.H.Z., Sprenger, A., Steens, T.N.F. and Beets, C.J., 1994, Late Quaternary monsoonal variations in the western Arabian Sea based on cross-spectral analyses of geochemical and micropalaeontological data, ODP Leg 117, core 728 A. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, **19**, 127-143.
- Thunell, R.C. and Honjo, S., 1981, Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*, **6**, 169-182.
- Williams, D.F., Thunell, R.C., Tappa, E., Rio, D. and Raffi, I., 1988, Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record: 0-1.88 m.y. B.P. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **64**, 221-240.
- 安成哲三, 1992, 4 氷期サイクルとアジアモンスーン. 安成哲三・粕谷健二編「地球環境変動とミランコビッチサイクル」. 古今書院, 東京, 68-79.
- Yasunari, T. and Seki, Y., 1992, Role of the Asian monsoon on the interannual variability of the global climate system. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **70**, 177-189.

(要 旨)

高橋共馬・大場忠道・小泉 格, 1997, アラビア海西部沿岸湧昇域における生物生産性と炭酸塩溶解過程の第四紀変動. 地質雑, **103**, 1162-1174. (Takahashi, K., Oba, T. and Koizumi, I., 1997, Quaternary change of productivity and carbonate dissolution process in coastal upwelling region, western Arabian Sea. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 1162-1174.)

アラビア海西部の沿岸湧昇域から採取した海底堆積物を過去 200 万年間にわたって解析した結果, 沿岸湧昇域での生物生産性は氷期に比べ間氷期に高いこと, 第四紀を通して生産性の大幅な低下が 2 回起きたこと, がわかった。

浮遊性有孔虫の産出量と炭酸塩炭素含有量は間氷期に多いが, 沈積流量はむしろ氷期に多い。炭酸塩溶解作用は間氷期に強いことが, 有孔虫殻の破片化から見積もられた。有機炭素含有量から, 間氷期には海底に供給される有機物が多いことがわかり, 炭酸塩溶解作用が強い原因は有機物の酸化分解によると考えた。有機物の供給量は, 表層での生物生産性, 沿岸湧昇流・南西モンスーンの強さに関連しており, 間氷期に生物生産性が高いことが確かめられた。

136-137 万年前と 88-93 万年前には, 有機炭素供給量の低下と共に炭酸塩溶解作用が弱くなっており, 生物生産性の低下および沿岸湧昇流と南西モンスーンの弱体化がこの時期に起こったと考えた。