日本海における後期中新世以降の放散虫群集と海洋環境

上栗伸一*·本山 功**

*北海道大学大学院理学研究科・** 筑波大学生命環境科学研究科

Radiolarian assemblage and environmental changes in the Japan Sea since the Late Miocene

Shin-ichi Kamikuri* and Isao Motoyama**

*Faculty and Graduate School of Science, Hokkaido University, Sapporo, Hokkaido 060-0810, Japan (kurigse@ep.sci. hokudai.ac.jp); **Department of Earth Evolution Sciences, University of Tsukuba, Tsukuba, Ibaraki 305-8572, Japan

Abstract. Radiolarians live in a depth range from the surface to the great depths in the modern ocean, They, therefore, have much potential to reconstruct past vertical water structure as well as surface layer environments. To reconstruct paleoceanographic changes in the Japan Sea during the last 8 million years., we analyzed radiolarian assemblages in a deep-sea sedimentary sequence from the central part of the sea. Our results revealed that the surface layer changed from a warm condition in the late Miocene to a cooler one in the late Pliocene with some fluctuations and cooling steps that occurred at 6.5, 3.5 and 2.5 Ma. Warm water inflows from the south do not seem to have existed before the mid-Pliocene time. The signal of such inflow that can be comparable to the present-day Tsushima Current first appeared at 2.2 Ma. Occurrence of the deep as well as intermediate water species indicates the presence of deep and intermediate water masses comparable to those of the modern North Pacific before 2.5 Ma. The faunal composition of the deep and intermediate water species abruptly changed at 2.5 Ma, indicating that the formation of more oxygen-rich deep water initiated at that time in the sea. The reconstructed history of vertical water masses suggests exchanges of the deep water between the Japan Sea and the adjacent Pacific Ocean and, thus, deep channels are expected to have existed between them before the mid-Pliocene. Diversity of radiolarian assemblages in the Japan Sea was constantly lower than that of the North Pacific during the studied time interval.

Key words: Radiolaria, diversity, Pliocene, Japan Sea, vertical water structure, water mass

はじめに

一般に現在の日本海の生物相は、種数が少なく、閉鎖的 な海洋に関わらず固有の程度が小さい、一次的深海種が認 められないという特徴がある(西村, 1974). このような 特徴は、日本海の表層に対馬暖流が存在し、中層以深に低 温で酸素に富んだ日本海固有水が存在することと密接な 関係がある. それゆえ日本海の生物相の変遷をたどれば, 過去の日本海の海洋構造について貴重な手がかりが得ら れるに違いない. これまでにも, 珪藻, 有孔虫, 貝化石な どの各種化石記録や堆積学的記録に基づいて、海峡深度変 化と氷河性海面変動が日本海の酸化還元環境に影響を与 えてきたことや(Tada, 1994), 鮮新世中期になって日本 海へ対馬暖流が流入するようになったこと(米谷, 1988; Koizumi, 1992; 天野ほか, 2000) などが報告されてきた. しかし日本海が閉鎖的な環境となった詳細な時期につい ては明らかにされておらず、対馬暖流の流入時期に関して も議論が絶えない(北村・木元, 2004; 三輪ほか, 2004).

これら従来の研究は、主に海洋表層と底層に関する環 境指標に基づいていたが、放散虫は海洋表層から深層(数 1000 m)まで生息しているため、日本海の鉛直水塊構造 の直接的な指標となりうる。そこで本研究では、放散虫化 石を用いて後期中新世以降の日本海において、表層から深 層に至る鉛直水塊構造の復元を行い、中~深層の水塊の性 質、閉鎖性の程度、暖流の勢力変化などについて検討を加 える。

試料および方法

本研究では DSDP(国際深海掘削計画)の第31次航海 により北大和堆の北端に位置する302地点(北緯40°20, 東経136°54,水深2399m)で掘削されたコア試料を使用 した(図1).現在,本地点は対馬暖流の北縁,亜寒帯前 線付近に当たっている.コア試料の堆積物は主に珪藻質軟 泥や珪藻質粘土からなる.放散虫の検鏡には Motoyama (1996)により作成されたプレパラートを用い, Motoyama 化石 82 号

上栗伸一・本山 功





Fig. 1. Location map of Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program Sites 302, 884 and 1151.

(1996)で使用されなかった6試料も含めて31層準について,改めて種の同定と計数をやり直した. Motoyama (1996)では述べられていないが,試料は薬品処理の前に乾燥重量を測定している.同定は光学顕微鏡で任意の測線に沿って250倍で行い,1試料につき500個体以上を計数した.

乾燥重量 1 g 当たりの放散虫個体数は、まず 500 個体以 上を算定するまでに必要としたカバーガラス上の面積(テ クニカルステージの操作によるラインの数)をもとに 1 枚 のプレパラート中の全個体数を計算して求め、それに分割 数を掛けた値を乾燥重量で割って求めた. 種多様度(H') は、Shannon-Wienerの情報関数($H' = - \Sigma pi \ln pi, pi$ は i番目の種の割合)に基づいた(Shannon and Weaver, 1949).均衡度(Eq)はBuzas and Gibson (1969)の式(Eq = eH'/Sp, Sp は種数)を用いた.

DSDP 302 コアは古地磁気層序が設定されていないた め,Motoyama (1996) による放散虫化石層序とKamikuri et al. (2004) による生層準の年代値を基に堆積速度曲線を 作成して(図2),各試料の堆積年代を計算した.地磁気 極性年代尺度にはBerggren et al. (1995)を使用した.コ アの低回収率により試料間隔が粗いため,図2にはエラー バーを表示した.以下,算定された年代値には相応の誤差 を伴う点にご注意いただきたい.

結果と考察

単位重量当たりの放散虫個体数,種数,多様度指数および均衡度を図3に示す.現生種の深度分布の研究(Renz, 1976; Kling, 1976; Kling and Boltovskoy, 1995; Abelmann and Gowing, 1997; Nimmergut and Abelmann, 2002; Itaki, 2003)を基に,産出種を表層種(0~200m),中層種(200~1000m)そして深層種(1000m以深)の3つのグルー



- 図2. 302 地点の堆積速度曲線. 地磁気極性年代尺度には Berggren *et al.* (1995)を使用した. FO,出現; LO, 消滅; RI, 急増.
- Fig. 2. Age-depth model of Site 302. Geomagnetic polarity time scale is after Berggren *et al.* (1995). FO, first occurrence; LO, last occurrence; RI, rapid increase.

プに大別することができる(表1). さらに表層種につい ては、主要分布域により 亜熱帯種、温帯種、亜寒帯種に 細区分した.そして、各々の種の産出頻度の時間的変化 を図4に示し、グループごとの産出頻度変化を図3に示し た.さらに、推定される鉛直水塊構造を図5に示した.絶 滅種である Stichocorys delmontensis および S. peregrina は 亜熱帯~温帯海域に、また Cycladophora sakaii は温帯~亜 寒帯海域に生息していたことが生層序学的に明らかであ るので、それぞれ亜熱帯~温帯種、温帯~亜寒帯種である と判断した(図4).ただしこれらの絶滅種は図3のグルー プごとの産出頻度変化には含めていない.

海洋表層の環境変動

図 3 と図 4 に示した表層種の産出頻度変化をもとにして、8.0 ~ 0.6 Ma の時代を大きく3 つのステージ(I, II, III) に区分することができる. すなわち、ステージ I / II 境界(6.5 Ma) は温帯種が減少する時期に、ステージ II / III 境界(2.5 Ma) は温帯種が消滅する時期に当たる. さらにステージ II は、中期(5.2 ~ 3.5 Ma)の亜熱帯種の産出区間を目安にして、IIa(6.5 ~ 5.2 Ma), IIb(5.2 ~ 3.5 Ma), IIb(5.2 ~ 3.5 Ma), IIb(5.2 ~ 3.5 Ma), IIc(3.5 ~ 2.5 Ma) に細区分した.

ステージI(8.0 ~ 6.5 Ma)は、温帯種が優勢で亜熱帯 種を伴うことから、表層水は温かかったと考えられる.こ の時期は Barron and Baldauf(1990)の温暖期 Climatic

|--|

Table 1. Depth ranges of radiolarian species in the modern oceans.

Water masses		Species	Depth range	References ^a
		(m)		
Surface	Subtropical	Collosphaera spp. Motoyama and Nishimura	0-150	5, 8
(0-200m)	-	Lophospyris pentagona (Ehrenberg)	0-200	1, 3
		Phorticium pylonium Haeckel	0-200	4,6
		Tetrapyle octacantha Müller	0-50	5,7
		Dictyocoryne profunda Ehrenberg	0-50	5,7
		Didymocyrtis tetrathalamus (Haeckel)	0-50	5,7
	Temperate	Actinomma medianum Nigrini	0-50	7,11
	-	Lithelius minor Jørgensen	0-200	3, 11
	Subarctic	Lophophaena spp. Motoyama and Nishimura	0-75	1,11
		Pseudodictyophimus spp. Motoyama and Nishimura	100-200	2, 11
		Spongotrochus glacialis Popofsky	0-50	7,11
		Stylochlamydium venustum (Bailey)	50-100	2,11
		Stylodictya validispina Jørgensen	0-200	7,11
Intermediate		Axoprunum bispiculum (Popofsky)	400-500	7
(200-1000m)		Ceratospyris borealis Bailey	200-500	9
		Cladococcus pinetum Haeckel	750	7
		Cycladophora cornutoides Kling	200-300	7
		Dictyophimus hirundo (Haeckel)	500-1000	9
		Gondwanaria campanulaeformis (Campbell and Clark)	200-1000	7
		Larcopyle buetschlii Dreyer	300-1000	7
		Spongopyle osculosa Dreyer	300-1000	7
		Spongurus pylomaticus Riedel	400-1000	8
		Spongurus sp. A Nigrini and Lombari	300-1000	7
Deep	Japan Sea	Actinomma boreale Cleve	>1000-	10
(>1000m)	-	Cycladophora davisiana Ehrenberg	>1000-	10
	Pacific	Bathropyramis woodringi Campbell and Clark	>1000-	7
		Cornutella profunda Ehrenberg	>1000-	7
		Peripyramis circumtexta Haeckel	>1000-	2

^a:1, Renz (1976); 2, Kling (1979); 3, Nigrini and Moore (1979); 4, Nigrini and Lombari (1984);

5, Lombari and Boden (1985); 6, Casey (1993); 7, Kling and Boltovskoy (1995);

8, Abelmann and Gowing (1997); 9, Nimmergut and Abelman (2002); 10, Itaki (2003);

11, Motoyama and Nishimura (2005).

Optimum 3, および Barron and Keller (1983) の W9 から W11 の温暖期に対比される. したがって汎世界的な温 暖化に伴って日本海の表層水の水温も高くなったと推測 される (図 5a).

ステージ I / II 境界(6.5 Ma) は 亜熱帯種 が 消滅,温 帯種が減少し、亜寒帯種が増加することで特徴づけられる ので、寒冷化を示唆している.この寒冷化イベントは、花 粉化石に基づく寒冷化イベントの、いわゆる船川遷移面 (山野井、1978)、および Yamanoi (1992)の NP4 / NP3 境界(約7 Ma)に相当するとともに、南極氷床の拡大 (Billups, 2002) およびグリーンランドにおける氷床形成 (Larsen *et al.*, 1994)の時期とも一致していることから、 高緯度寒冷化が原因であると考えられる.しかし、温帯種 の産出が認められるため、ステージ IIa ~ IIb を通じて日 本海表層は極端に低温化したことはなく、総じて中間温的 環境であったと考えられる (図 5b).

後期中新世末の寒冷期は、中新世/鮮新世境界の温暖化 によって終了する(Kennett, 1986; Billups, 2002). ステー ジ IIb(5.2~3.5 Ma)の亜熱帯種の産出により、日本海 の表層水もこの時期にいくらか温暖化したことが分かる. ただしステージ IIb に産出する亜熱帯種の中には後述する ような今日の対馬暖流を特徴づける種は含まれていない (図4).したがって南方海峡を通じて暖流が日本海へ流入 したというよりも、単に日本海の表層水温が上昇したか、 別の海峡から温暖水が流入したものと考えられる.

ステージ IIb / IIc 境界(3.5 Ma) では亜熱帯種が消滅 し、ステージ II / III 境界(2.5 Ma) では温帯種が激減 して亜寒帯種が優勢となった.したがって、後期鮮新世に は段階的に表層水の水温低下が起きたと推測される.この 頃には日本の陸上気候も寒冷化したことが花粉化石や植 物化石から推定されている(棚井,1991; Heusser,1992; Momohara,1994).また、地球規模の寒冷化が起こった 時期でもある(Kennett,1986; Raymo,1994).したがっ て、この時期の日本海の寒冷化は、地球規模の高緯度寒冷 化が原因であると推測される.

しかし、ステージ IIIb になると再び亜熱帯種が産出す るようになる(図3,4).この亜熱帯種の中にはそれ以 前の温暖期(ステージIとIIb)には認められなかった Dictyocoryne profundaと Didymocyrtis tetrathalamus が含ま れている(図4).この2種の太平洋表層堆積物中の産出 頻度は、それぞれ西太平洋の黒潮源流域付近で最も高い (Lombari and Boden, 1985).そのため、これら2種は黒 潮および対馬暖流の指標になると考えられる.DSDP 302 地点においてこれら2種は2.2 Ma 以降に産出するように なることから、2.2 Ma から対馬暖流の影響が顕著になっ たと推測される.Alexandrovich(1992)は、大和堆南部 の ODP 797地点において D. profunda と D. tetrathalamus の産出を 1.8 Ma 以降と報告している。今回の結果は、対 化石 82 号



図 3. 302 地点における放散虫化石の群集構造(1g 当たりの個体数, 種数, Shannon-Wiener の多様度指数および均衡度)と示相種の相対頻度. 縦線は現在の日本海における放散虫群集の個体数, 種数, 多様度指数および均衡度を表す(元データは Itaki, 2003 による). 横太線は群 集が変化した時期を示す.

Fig. 3. Radiolarian abundance, species diversity (species richness, Shannon-Wiener diversity, equitability) and relative abundance of the characteristic species groups at Site 302. Vertical lines are values of abundance, species richness, diversity and equitability in the modern Japan Sea (data from Itaki, 2003). Seven major faunal changes are indicated by horizontal thick lines.

馬暖流の流入がそれより少なくとも数 10 万年ほど早かったことを示している.

日本海側地域の鮮新統には、対比マーカーとなる浮遊性 有孔虫 Globorotalia inflata の多産層準が存在し、上位から No.1~3 G. inflata bed と名付けられている(工藤、1967). このような G. inflata bed は暖流が流入した時期であると 解釈されている(米谷、1988).しかし、三輪ほか(2004) は No.3 G. inflata bed(3.4 Ma)からは黒潮を特徴づける Pulleniatina 属が全く産出せず、G. inflata の流入経路につ いては検討を要すると述べている.これは、ステージ II の期間(6.5~2.5 Ma)に黒潮-対馬暖流系放散虫指標 種が認められなかった本研究結果と符合する.したがっ て、当時日本海に流入した暖流(温暖水)の起源は南方 海峡(対馬海峡)以外に求められると考えられる.北村・ 木元(2004)はこの時期の温暖水の流入経路を北方海峡 に求めている.

海洋中~深層の環境変動

現在の北太平洋中~高緯度の中層には表1に示し たような中層種が生息しており,水深1000m以深に は Cornutella profunda のような 普遍的 に 深層 に 生息 す る放散虫(一次的深海種)が認められる(Kling and Boltovskoy, 1995; Nimmergut and Abelmann, 2002). 一方,現在の日本海の中層(約200m~1000m)には Larcopyle buetschliiのみが優占的に生息している(Itaki, 2003). また水深1000m以深には本来は表~中層種であ 3 Cycladophora davisiana \aleph Actinomma boreale $O \downarrow j t \equiv$ 次的深海種が生息しており、C. profunda のような一次的 深海種は認められない(Itaki, 2003). このように現在の 日本海における中~深層群集は外洋の中~深層群集とは 種構成が異なっている。これは日本列島が地形的バリヤー となって太平洋の中~深層種の日本海への侵入を阻害す るとともに、限られた種しか日本海固有水に適応できない ためであると見られる. では、このような特異な群集はい



つ最初に現れたのであろうか?

図3,4によれば、中層、深層群集の構成種は段階的 に変化してきたことが分かる. ステージ I からステージ IIb (8.0 ~ 3.5 Ma) の時期, 中層群集 は 主 に Axoprunum bispiculum, Cycladophora cornutoides, Larcopyle buetschlii, Spongopyle osculosa, Spongurus pylomaticus, Spongurus sp. A によって構成されており,現在の北太平洋の中層群集に類 似している.したがって、8.0~3.5 Maの期間における 日本海には、現在の北太平洋の中層に似た環境、すなわ ち比較的水温が高く酸素に乏しい、溶存酸素極小層に類 似する環境が存在したと推定される(図 5a, b). ステージ IIb/IIc 境界(3.5 Ma)になると C. cornutoides が, ステー ジ IIIa/IIIb 境界(2.2 Ma)には A. bispiculum, S. osculosa および Spongurus sp. A が消滅する. またステージ IIIb 最 後期(0.6 Ma)以降の堆積物には S. pylomaticus の産出が 認められない(板木, 2007本特集号).一方,一次的深海 種はステージIからIIの期間(8.0~2.5 Ma)ほぼ連続 的に産出する.ステージ III(2.5 Ma 以降)になると一次 的深海種が消滅し,代わって二次的深海種が現れるように なった. このことは 2.5 Ma になってはじめて低温で酸素 に富んだ深層水が形成されたことを示している(図5d).

これら日本海における中層群集の変化時期(3.5 Ma, 2.2 Ma)や深層群集の変化時期(2.5 Ma)は,前述の表 層環境の変化時期に一致している.つまり中層水の変化 は表層水の変化と連動しているようにみえる.すでに述

べたように鮮新世後期は地球規模で寒冷化が進行した時 代であり、気温低下による表層水の冷却と沈降は、中~ 深層水をより低温で酸化的な性質に変化させた可能性が ある.また2.5 Maは日本海の海底に暗色層の形成が始 まった時期に一致しており、日本海がいっそう隔離され たことにより海底がしばしば無酸素状態になったことを 示している(Tada, 1994). 深海にしか生息できない一 次的深海種は,この無酸素環境に適応できなくなり日本 海では消滅して,その後も外洋から浅い海峡を越えて日 本海へ移入することができなくなった.一方,しばしば 形成される低温で酸素に富んだ深層水に適応して二次的深 海種が深海に移入した可能性が考えられる. S. pylomaticus が消滅した 0.6 Maは、日本海北部(ODP 795 地点)の 堆積物でイライト結晶度の振幅が大きくなった時期,ま たレスー古土壌堆積物で初生磁化率が大きく変動した時 期(福澤ほか, 1997)に一致している.福澤ほか(1997) はこの変動について, 偏西風の流路の変動が顕著になっ たためであると解釈している.したがって 0.6 Ma 頃に 大気循環の変動が日本海表層~中層環境に影響を与えた 可能性がある.

日本海と外洋の放散虫群集の比較

現在の日本海と外洋の放散虫群集を比較すると、多様性 に大きな違いがある. Itaki (2003) による日本海中央部

化石 82 号

(d) Stage III (sea level highstand)

上栗伸一・本山 功





- 図 5. 日本海における鉛直水塊構造の変遷. JSPW, 日本海固有水; OMZ, 溶存酸素極小層.
- Fig. 5. Evolution of the vertical water mass structure in the Japan Sea. JSPW, Japan Sea Proper Water; OMZ, oxygen minimum zone.

(703 地点のコアトップ)の放散虫群集のデータを基に種数・多様度指数を計算すると,種数22,多様度指数1.8である.一方,北太平洋高緯度域においては種数は100で多様度指数はおよそ3.7であり(Motoyama and Nishimura,2005),オホーツク海においては種数72,多様度指数はおよそ3.0である(Okazaki *et al.*,2003).したがって今日の日本海における放散虫群集の多様性は,周辺海域に比べて明らかに低い.図6に示した日本海と北太平洋での放散虫種数の時間変化を見ると,日本海では相対的にステージIで高く(50~60),ステージIIIで低い(20~30)傾向



- 図 6. 後期中新世以降の日本海(302地点)と北太平洋中〜高 緯度(ODP 884 および1151 地点)における群集構造の比較. ODP 884 と1151 地点のデータはKamikuri *et al.* (in press) によ る.
- Fig. 6. Comparison of species diversity between the Japan Sea (Site 302) and the middle to high latitudes of the Northwest Pacific (Sites 884 and 1151) since the late Miocene. Data from ODP Sites 884 and 1151 are after Kamikuri *et al.* (in press).

があるが、全期間を通じて、外洋(ODP 1151 地点)の種 数(110~125)に比べて明らかに低い値であり、また、 より高緯度のODP 884 地点の種数(90~105)と比べて も明らかに低い.このことから外洋と日本海では少なくと も過去 800万年間ずっと異なる群集構造をしていたこと が明らかになった.一方、多様度指数は 8.0~3.5 Maの間、 日本海と外洋において大きな差は認められなかったが、鮮 新世中期(3.5 Ma)以降に日本海の多様度指数が低下して、 外洋との差が著しくなった.これは表層~中層種のいくつ かが消滅し、中層種の産出頻度が増加した(均衡度が低下 した)ためである(図3).この多様性の低下は、日本列 島の隆起により閉鎖性が増したため日本海に適応できな くなった種が消滅し、限られた種だけが産出頻度を増加さ せた結果であると考えられる.鮮新世中期(3.5 Ma)は、 放散虫多様度が第四紀のレベルに向けて低下し始める時点 であることから、日本海生物相の変遷史上、注目すべき重 要な時期であるといえる.

おわりに

本論文のまとめとして,図5に復元した鉛直水塊構造に ついて説明を加えたい.ステージIの最表層の水温は温か かったと考えられるが(図5a),黒潮-対馬暖流系指標種 (*D. profunda* と *Didymocyrtis* 属)を欠くことから,南方海 峡からの暖流の流入はなかったと考えられる.

ステージIとIIを通じて、日本海内部にも太平洋と同 様に、中層水(溶存酸素極小層)と深層水の区別があり、 その性質も太平洋と大差なかったものと推定される(図 5a, b). これは、Tada (1994) や花方ほか (2001) によ り推定された後期中新世〜鮮新世の日本海の海洋循環モ デルと大きく異なる特徴である.もし北方海峡の深度が Tada(1994)の言うように約15 Ma以降ずっと溶存酸素 極小層かそれよりも浅かったのだとすると、日本海内部 の深層種は15 Ma以前に侵入した後,太平洋から隔絶さ れた状態で1000万年以上もの間,日本海内部で生存し続 けたことになる. しかし, Tada (1994) によれば, この 間,日本海内部は酸化的環境と非酸化的環境が交互に繰り 返したとされるので,深層種が一度も絶えることなく生き 延びられたとは考えにくい. むしろ, 北方海峡深度が溶存 酸素極小層よりも深く,間欠的にしろ太平洋の深層水と の海水交換が存在したと考えた方が自然である.しかし, 花方ほか(2001)により論じられた底生有孔虫の深度分 布や群集変化は、どのように説明できるのか. また、そも そも北方海峡とはどこに存在して、どの時代にどれくらい の深さであったのか.具体的な証拠を調査する必要があり そうである.

ステージ III の初期の2.1 Ma には、放散虫個体数が激 減する(図3).とくに表層種と深層種が壊滅状態になり、 中層種のみがかろうじて産出する.これと似たような状況 は、最終氷期の低海面期(約17,000~20,000年前)にも 知られ、表層水が低塩分化し、深層水が無酸素化して放散 虫種が棲めなくなる中、中層にのみ限られた種が生息でき たとされる(Itaki et al., 2004).Tada (1994)も鮮新世後期 に最終氷期と類似した環境が形成されたことを指摘してい る.北村・木元(2004)によれば約3 Ma から1.72 Ma ま での期間、南方海峡は高海面期にのみ海水が通じ、低海面 期には離水したとされる.したがって、2.1 Ma に最終氷 期に似た閉鎖性の強い環境が現れたということは、その時 点までに、北方海峡(おそらく津軽海峡)の深度が最終 氷期~現在と同程度にまで浅くなっていたと推定できる (図 5c).

北方海峡の閉鎖性が強まり始めたのは、おそらく放散 虫個体数や種数、多様度が下がり始めた 3.5 Ma 頃であり、 その後 2.5 ~ 2 Ma の間に一気に進行したものと考えられ る.本研究では試料間隔が粗く、年代決定精度が低いとう 難点があるが、日本海の放散虫群集と古環境を考える上 で、2.5 Ma に加えて 3.5 Ma というタイミングも注目すべ きポイントだと考えられる.今後、回収率の高い掘削試料 などを用いて検討してみたいと思う.

謝辞

本研究を進めるにあたり,北海道大学の西 弘嗣博士には 貴重なご意見をいただいた.上越教育大学の天野和孝博士に は古生物学会シンポジウムでの研究発表の機会を与えて いただいた.また新潟大学の松岡 篤博士ならびに釜山 国立大学の板木拓也博士には本論文を査読していただき, 有益な助言をいただいた.以上の方々に厚く御礼申し上げ る.研究費の一部として文部科学省科学研究費補助金(課 題番号15540446)を使用した.

文献

- Abelmann, G. and Gowing, M. M., 1997. Spatial distribution pattern of living polycystine radiolarian taxa-baseline study for paleoenvironmental reconstructions in the Southern Ocean (Atlantic sector). *Marine Micropaleontology*, **30**, 3-28.
- Alexandrovich, J. M., 1992. Radiolarians from Sites 794, 795, 796, and 797 (Japan Sea). In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 127/128, 291-307. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- 天野和孝・佐藤時幸・小池高司,2000.日本海中部沿岸域における 鮮新世中期の古海況-新潟県新発田市の鍬江層産軟体動物群.地 質学雑誌,106,883-894.
- Barron, J. A. and Baldauf, J. G., 1990. Development of biosiliceous sedimentation in the North Pacific during the Miocene and early Pliocene. In Tsuchi, R., ed., Pacific Neogene, Environment, Evolution, and Events. 25-41, Tokyo University Press, Tokyo.
- Barron, J. A. and Keller, G., 1983. Paleotemperature oscillations in the Middle and Late Miocene of the northeastern Pacific. *Micropaleontology*, 29, 150-181.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III, and Aubry, M. -P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M.-P. and Hardenbol, J., eds., Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication, (54), 129-212. Society for sedimentary Geology (SEPM), Oklahoma.
- Billups, K., 2002. Late Miocene through early Pliocene deep water circulation and climatic change viewed from the sub-Antarctic South Atlantic. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, **185**, 287-307.
- Buzas, M. A. and Gibson, T., 1969. Species diversity: benthic foraminifera in western North Atlantic. *Science*, **163**, 72-75.
- Casey, R. E., 1993. Radiolaria. In Lipps, J. H., ed, Fossil Prokaryotes and Protistis, 249-283. Blackwell Scientific Publication. Oxford.
- 福澤仁之・大井圭一・山田和芳・岩田修二・鳥居雅之,1997.日本 海-黄土地帯-地中海トランセクトにおける過去240万年間の大 気循環変動.地学雑誌,106,240-248.

と環境変動-過去、現在そして未来へ向けて

- 花方 聡・本山 功・三輪美智子, 2001. 日本海における底生有孔 虫 Spirosigmoilinella compressa の 消滅 と Miliammina echigoensis の 出現の年代およびその古海洋学的意義-中新世〜鮮新世の海水準 変動との関連. 地質学雑誌, 107, 101-116.
- Heusser, L. E., 1992. Neogene palynology of Holes 794A, 795A, and 797B in the Sea of Japan: Stratigraphic and paleoenvironmental implications of the preliminary. *In* Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., *et al.*, *eds.*, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **127/128** (2), 325-339. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
- Itaki, T., 2003. Depth-related radiolarian assemblage in the water-column and surface sediments of the Japan Sea. *Marine Micropaleontology*, **47**, 253-270.
- Itaki, T., Ikehara, K., Motoyama, I. and Hasegawa, S., 2004. Abrupt ventilation changes in the Japan Sea over the last 30 ky: evidence from deep-dwelling radiolarians. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 208, 263-278.
- 板木拓也,2007. 過去64万年間の日本海における深海性放散虫の 変遷. 化石,(82),44-51.
- Kamikuri, S., Nishi, H. and Motoyama, I., in press. Effects of late Neogene climatic cooling on North Pacific radiolarian assemblages and oceanographic conditions. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*,
- Kamikuri, S., Nishi, H., Motoyama, I. and Saito, S., 2004. Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacifi, Ocean Drilling Program Leg 186. *The Island Arc*, 13, 191-226.
- Kennett, J. P., 1986. Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90. *Initial Report of the Deep Sea Drilling Project*, 90, 1383-1411. U. S. Government Printing Office, Washington.
- 北村晃寿・木元克典, 2004. 3.9Maから1.0Maの日本海の南方海峡の変遷史.第四紀研究, **43**, 417-434.
- Kling, S. A., 1979. Vertical distribution of Polycystine radiolarians in the central North Pacific. *Marine Micropaleontology*, **4**, 295-318.
- Kling, S. A. and Boltovskoy, D., 1995. Radiolarian vertical distribution patterns across the southern California Current. *Deep-Sea Research*, 42, 191-231.
- Koizumi, I., 1992. Biostratigraphy and paleoceanography of the Japan Sea based on diatoms: ODP Leg 127. *In* Tsuchi, R. and Ingle, Jr., J. C. *eds.*, *Pacific Neogene: Environment, Evolution and Events*, 15-24. Tokyo University Press, Tokyo.
- 工藤哲郎, 1967. 新潟ベーズンにおける Foraminiferal ratio の利用 について. 第32回石技協定時総会個人講演要旨集, 13-14.
- Larsen, H. C., Saunders, A. D., Clift, P. D., Beget, J., Wei, W., Spezzaferri, S. and ODP Leg 152 Scientific Party, 1994. Seven million years of glaciation in Greenland. *Science*, 264, 952-955.
- Lombari, G. and Boden, G., 1985. Modern radiolarians global distributions. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, *Special Publication*, (16A), 3-125.
- 米谷盛寿郎, 1988. 有孔虫化石群の変遷に認められる新第三紀イベント. 新第三紀における生物の進化・変遷とそれに関するイベン

ト, IGCP-246・日本古生物学会 1987 年々会シンポジウム(静岡) 特集号, 31-48, 大阪市立自然史博物館.

- 三輪美智子・柳沢幸夫・山田 桂・入月俊明・庄司真弓・田中裕一郎, 2004. 新潟県北蒲原郡胎内川における鮮新統鍬江層の浮遊性有孔 虫化石層序-No.3 *Globorotalia inflata* bed 下限の年代について. 石油技術協会誌, **69**, 272-283.
- Momohara, A., 1994. Floral and paleoenvironmental history from the late Pliocene to middle Pleistocene in and around central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108, 281-293.
- Motoyama, I., 1996. Late Neogene radiolarian biostratigraphy in the subarctic Northwest Pacific. *Micropaleontology*, **42**, 221-262.
- Motoyama, I. and Nishimura, A., 2005. Distribution of radiolarians in North Pacific surface sediments along the 175° E meridian. *Paleontological Research*, **9**, 95-117.
- Nigrini, C., Lombari, G., 1984. A guide to Miocene Radiolaria. Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, 22, i-xvii; S1-S102, N1-N206, 33 plates.
- Nigrini, C., Moore, T. C. Jr., 1979. A guide to modern Radiolaria. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication*, 16, i-xii; S1-S142, N1-N106, 28 plates.
- Nimmergut, A. and Abelmann, A., 2002. Spatial and seasonal changes of radiolarian standing stocks in the Sea of Okhotsk. *Deep-Sea Research I*, **49**, 463-493.
- 西村三郎, 1974. 日本海の成立-生物地理学からのアプローチ. 228p. 築地書館,東京.
- Okazaki, Y., Takahashi, K., Yoshitani, H., Nakatsuka, T., Ikehara, M. and Wakatsuchi, M., 2003. Radiolarians under the seasonally sea-ice covered conditions in the Okhotsk Sea : flux and their implications for paleoceanography. *Marine Micropaleontology*, 49, 195-230.
- Raymo, M. E., 1994. The initiation of Northern Hemisphere glaciation. Annual Reviews of Earth Planetary Science, 22, 353-383.
- Renz, G. W., 1976. The distribution and ecology of Radiolaria in the central Pacific: plankton and surface sediments. *Bulletin of the Scripps Institution of Oceanography, University of California*, 22, 1-267.
- Shannon, C. E. and Weaver, W., 1949. *The mathematical theory of communication*. University of Illinois Press, Urbana, 125 p.
- Tada, R., 1994. Paleoceanographic evolution of the Japan Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **108**, 487-508.
- 棚井敏雄, 1991. 北半球における第三紀の気候変動と植生の変化. 地学雑誌, 100, 951-966.
- 山野井 徹, 1978. 佐渡(中山峠)における新第三系の花粉層序. 石油技術協会誌, **43**, 119-127.
- Yamanoi, T., 1992. Miocene pollen stratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of northeast Japan. In Tamaki, K., Suyehiro, K., Allan, J., McWilliams, M., et al., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 127/128, 471-491. Ocean Drilling Program, College Station, Texas.