第四系石灰質ナンノ化石層序と 鮮新統／更新統境界の年代値

高山俊昭*1・佐藤時幸*2・亀尾浩司*3・後藤登美子*4

北大西洋の第四系深海底堆積物の中に、13の石灰質ナンノ化石基準面が認定され、その地質年代も地磁気層序との対応から算出された (Takayama and Sato, 1987)。この基準面は、赤道太平洋やインド洋の深海底堆積物、およびわが国の上部新生界の中にも確認される。その結果、第四系の認定と相互の対比、および10万年オーダーでの地質年代の決定が可能になった。本論では、その成果の概略を紹介し、あわせて基準面の有効性について、化石の同定に関する個人差、基準面の同時性、研究者によって異なる基準面の年代値といったさまざまな問題点からこれを検証した。一方、鮮新統／更新統境界の模式地である南イタリア、ヴリカ (Vrica) のセクションにおける石灰質ナンノ化石層序を検討したところ、基準面のうちの4つが確認された。鮮新統／更新統境界は、筆者らの基準面⑫ (*Gephyrocapsa caribbeanica* の出現: 図7参照) に近く、その年代を基準面の位置と Cande and Kent (1992) の古地磁気年代尺度を基礎に求めたところ、1.74 Ma となった。

キーワード: 深海掘削計画, 石灰質ナンノ化石, 地質時計, 年代値, 鮮新統／更新統境界

I. はじめに

深海掘削計画 (DSDP-IPOD-ODP) における船上での研究活動は、深海底堆積物の中に時間の目盛りを刻み込むことから始まる。そのため深海掘削船には、常時浮遊性有孔虫、放散虫、珪藻、石灰質ナンノプランクトンを専門とする微古生物学者が乗船しており、船上にコアが回収されるたびに、コアキャッチャーに捕獲された堆積物の地質時代を、それぞれ専門とする微化石にもとづいて決定する。

時代を決定するに当たって、誰が一番早く、しかも正確な結論を出すか、船上で研究者同士の競争になることも珍しくない。その場合、いつも勝者になるのは、石灰質ナンノプランクトンの専門家である。このことから、堆積物の年代を迅速、かつ正確に決定することのできる示準化石として、石灰質ナンノプランクトンの果たす役割がいかに大きいかがわかる。

II. 石灰質ナンノプランクトンと石灰質ナンノ化石

ドーバーの白い崖とよばれる英仏海峡のチョークが、大変小さな化石からできていることを知る人は少ない。このチョークを顕微鏡で観察すると、大きさ数ミクロンの、さまざまな形をした石灰質殻をみつけることができる。この小さな石灰質殻は、石灰質ナンノプランクトンとよばれる単細胞浮遊性鞭毛藻類コッコリトフォア (*Coccolithophore*) の細胞表面に鱗のように付着している石灰質殻-コッコリス (*coccolith*) が化石となったもので、チョークはこのような化石のみからできているといっても過言ではない。高性能の光学顕微鏡や電子顕微鏡を用いて識別できるこのような微細な化石を、石灰質ナンノ化石 (*Calcareous nannofossil*) という (図1, 図2)。

III. 地質時計としての石灰質ナンノ化石

堆積物の地質時代を決定するために、石灰質ナンノ化石の果たす役割はきわめて大きい。石灰質ナンノ化石の示準化石としての有用性は、石灰質ナンノ化石のもつ次のような特質による。

1. 石灰質ナンノ化石が堆積物中に多産すること

英仏海峡の白亜の地層を例に上げるまでもなく、石灰

1995年4月24日受付。1995年5月22日受理。1994年度日本第四紀学会大会シンポジウムにおいて講演。

*1 金沢大学教養部地学教室 〒920-11 金沢市角間町。

*2 秋田大学鉱山学部資源・素材工学科 〒010 秋田市手形学園町 1-1。

*3 帝国石油㈱技術研究所 〒157 東京都世田谷区北烏山 9-23-30。

*4 金沢大学教育学部地学教室 〒920-11 金沢市角間町。

図1 現生コッコリトフォアの概念図

C: コッコリス CM: 細胞膜 F: 鞭毛 H: ハプト鞭毛 K: 色素体 M: 粘液層 N: 核 S: 鱗板 Sk: 表皮
高山(1976)を一部加筆修正.

図2 代表的な石灰質ナノ化石
高山(1993)を一部加筆修正.

質ナノ化石は、世界中に広く分布する石灰質堆積物の重要な構成要素となっている。さまざまな化石のうちでも、堆積物中に発見される石灰質ナノ化石の個体数の多さは、他に類をみない。たとえば深海底の石灰質軟泥1cc中の石灰質ナノ化石の個体数は、コッコリスの数にしてなんと 10^{12} 個体にも達するという。このことは、堆積物中の示準化石(標識種)の存否を、短時間に確実に判断するのに適している。

2. 石灰質ナノ化石を顕微鏡で観察するための試料の処理が簡単で、時間がかからないこと

石灰質ナノ化石を光学顕微鏡で観察するためのマイクロライドの作成法は、きわめて簡単、かつ容易である(高山, 1978)。深海掘削船上で smear slide を作成する場合、5分ないし10分あれば充分で、有孔虫や珪藻などが試料の処理に数10分から数時間、場合によっては数日を要することを考えると、石灰質ナノ化石の利便性は特筆されてよい。これは、深海掘削計画や油田開発のボーリングにおいて、掘削層準を早急に判定する必要があるようなときに、とくに適している。

3. 石灰質ナノプランクトンが、世界中の海に広く分布すること

多くの浮遊性生物と同様、石灰質ナノプランクトンも海流によって汎世界的に分布し、棲息する。したがって、すべての大洋の深海底堆積物や世界各地に分布する海成層から発見される石灰質ナノ化石のほとんどが、共通種であるといってよい。石灰質ナノ化石を用いることによって、遠く離れた地層を対比することができるのはそのためである。

4. 石灰質ナノ化石の種が多様であること

石灰質ナノ化石には、代表的な石灰質ナノプランクトンであるコッコリトフォアの石灰質殻のほか、*Discoaster* 属や *Sphenolithus* 属のようなさまざまな絶滅種、

また現生種でありながらその生態がいまもってはっきりしない *Braarudosphaera* などの遺骸も、便宜上石灰質ナノ化石に一括される。したがって化石の形態は、円盤、楕円盤といった典型的なコッコリスのほか、星型、花弁型、馬蹄形、円錐状、五角形、さらにトランベットのような突起をもった石灰質殻まで、さまざまである(Tappan and Loeblich, 1973)。大きさ $10\mu\text{m}$ 内外の石灰質ナノ化石を光学顕微鏡で観察することは、正直いって容易でない。しかしながら、その多様な形態は標識種の識別には好都合である(図2)。

5. 石灰質ナノ化石のかかなりの種が、地質時代を通して短期間に顕著な進化をとげたこと

白亜紀末にみられる石灰質ナノ化石の顕著な群集変化はよく知られているが(Bramlette and Martini, 1964)、そのほかにも、中生代ジュラ紀以降の長い地質時代を通じて多くの種が絶滅し、出現した(Tappan and Loeblich, 1972)。なかには生存期間のきわめて短い種もあって、示準化石として珍重されている。第三紀中新世の10.5 Maに出現し、8.7 Maに絶滅した *Discoaster hamatus* はその好例で、本種の生存期間はわずか180万年間であった。

石灰質ナノ化石がとくに第四系のきわめて有効な地質時計であることは、第四紀のわずか200万年足らずの間に、いくつかの種が出現・絶滅するなど特徴的な層位的変化を示し、その地層が第四系であることを簡単に認定することができるばかりでなく、さらに10万年のオーダーで第四系の地質年代を簡単に決定することができる点である。このことについては別章にて詳述する。

IV. 石灰質ナノ化石帯区分

ある生物の出現と絶滅は、その生物が出現する前、繁栄した時期、絶滅後と地質時代を3区分する時間面を

与える。この場合、生物の出現と絶滅で規定される時間面を、化石基準面(datum plane, datum level)とよぶ。地層は化石基準面によって区分することができるが、こうして地層を産出する化石の内容によって区分したものを、化石帯(biozone)という。化石基準面や化石帯は、地層の地質時代、地層の対比、および地質事象の時間的前後関係を明らかにしたり、表現したりする場合に用いられる。

石灰質ナンノ化石による化石帯の設定は、多くの研究者によって試みられてきた。そのなかでも、最上部新生界を対象とした試みとして、Hay *et al.* (1967), Gartner (1969, 1977), Martini (1971), Bukry (1973, 1975, 1978), Okada and Bukry (1980), Rahman and Roth (1989), Rahman (1992)らの化石帯区分があげられるが、第四系においてこれらの化石帯が相互にどのような関係にあるかは、表 1 に示した。

これらのうち、Martini (1971) と Okada and Bukry (1980) の化石帯区分がとくに有名である。前者は、光学顕微鏡によって容易に識別できる種の出現と絶滅の層準を基準面にとって、古第三系に 25、新第三系と第四系に 21 の化石帯を設定したもので、Blow (1969) の浮遊性有孔虫化石帯にならって、それぞれ下位より上位へ NP1～NP25、および NN1～NN21 のコードナンバーを用いて表示される。一方、後者はもともと Bukry (1973, 1975) が設定した化石帯が基礎になっている。これは赤道海域から得られた深海底堆積物中の石灰質ナンノ化石を同じく光学顕微鏡を用いて詳細に検討し、重要種の出

現と絶滅、および特定種の多産する層準(アクメ)の上・下限を基準面にとって、Martini (1971) のものと異なる 32 化石帯(および 31 亜化石帯)を設定したものである。この化石帯は、その後 Okada and Bukry (1980) によって、Martini (1971) のものと同じように CP1～CP19, CN1～CN15 のコードナンバーがつけられ、使いやすいものになった。これら二つの化石帯区分は、現在多くの研究者によって広く用いられているが、標識種の選択がより適切であることから、Okada and Bukry (1980) による化石帯区分の方が若干実用的であるかもしれない。

第四系(石灰質ナンノ化石 *Discoaster brouweri* 絶滅の層準より上位)のみを対象に、これらの化石帯をみると、Martini (1971) は 3 化石帯を、また Bukry (1973, 1975, 1978) は 3 化石帯(4 亜化石帯)を設定している。そのほかの研究者の化石帯区分をみても、第四系の化石帯の数は最も多いもので、Gartner (1977) と Rahman and Roth (1989) の最大 6 帯である。

V. 第四系石灰質ナンノ化石基準面

1983 年に行われた国際深海掘削計画(IPOD)第 94 次研究航海(LEG 94)では、北大西洋の中～高緯度海域(37°N～53°N)の 6 掘削地点(Site 606～Site 611)で、HPC(Hydraulic Piston Corer)を用いた掘削が行われ、石灰質軟泥よりなる最上部新生界の連続したコアが採取された。

Takayama and Sato (1987) は、これらの掘削地点で

表 1 第四系に設定されたさまざまな石灰質ナンノ化石帯区分

Period/ Epoch	Hay <i>et al.</i> (1967)	Gartner (1969)	Martini (1971)	Bukry (1973)	Gartner (1977)	Bukry (1978)	Rahman & Roth(1989)	Rahman (1992)
Quaternary	<i>E.huxleyi</i>	<i>E.huxleyi</i>	<i>E.huxleyi</i>	<i>E.huxleyi</i>	<i>E.huxleyi</i> acme and <i>E.huxleyi</i>	<i>E.huxleyi</i>	<i>E.huxleyi</i>	<i>E.huxleyi</i>
	<i>G.oceanica</i>	<i>Gephyro- capsa</i>	<i>G.oceanica</i>	<i>G.oceanica</i>	<i>G.oceanica</i>	<i>C.cristatus</i>	<i>G.oceanica</i>	<i>Gephyrocapsa</i>
		<i>P.lacunosa</i>	<i>P.lacunosa</i>		<i>P.lacunosa</i>	<i>E.ovata</i>	<i>U.sibogae</i>	<i>U.sibogae</i>
					Small <i>Gephyrocapsa</i>			
					<i>H.sellii</i>			
	<i>G.caribbeanica</i>			<i>G.caribbeanica</i>	<i>C.caribbeanica</i>	<i>C.leptoporus</i> <i>G.caribbeanica</i> • <i>C.macintyreii</i>	<i>G.caribbeanica</i>	
Plio-			<i>E.annula</i>	<i>C.macintyreii</i>	<i>E.annula</i>	<i>P.lacunosa</i>	<i>P.lacunosa</i>	

Rahman (1992) による。

採取された合計 860 点の試料中の石灰質ナノ化石を詳細に検討し、北大西洋の下部中新統より上位の堆積物の中に 21 の対比基準面を設定したが、そのうち 12 は第四系 (*Discoaster brouweri* 絶滅の層準より上位) に設定されたものである。引き続き佐藤(1989MS)は、同じ研究航海で掘削された Hole 610A の石灰質ナノ化石群集を再検討し、第四系にさらにもう一つの基準面を設定した (Sato and Takayama, 1992)。

これらの掘削地点では地磁気層序も確立されており (Clement and Robinson, 1987)、これら基準面と地磁気層序の対応関係も明らかになっている。

これら各掘削地点におけるデータから、各基準面の平均的層序位置を決定し、これを改めて地磁気層序の上にプロットしなおし、地磁気極性逆転の年代値 (Berggren *et al.*, 1985) から内挿法によって、これら基準面の年代値を算出した。

便宜上これらの基準面に、上位より下位へ①から⑬までの番号をつけると、地磁気層序の Brunhes/Matuyama 境界は基準面④と⑤の間に、Jaramillo Event は基準面⑥と⑦の間に、Cobb Mountain Event は基準面⑧の位置に、また Olduvai Event は基準面⑫から⑬へかけての層準に位置する (図 3)。

VI. 基準面の追跡

深海掘削計画 (IPOD) 第 94 次研究航海 (LEG 94) の各掘削地点において、地磁気層序と石灰質ナノ化石基準面の対応関係をみると、*Helicosphaera inversa* の出現と絶滅で規定される 2 つの基準面①と④をのぞくすべて

が、各掘削地点を通してよく追跡され、地磁気層序における層位的位置関係も、各掘削地点で調和している (Takayama and Sato, 1987: 687, Fig. 2; Sato *et al.*, 1991: 39, Fig. 2)。

一方、これら基準面のほとんどは単に北大西洋海域にとどまらず、遠くインド洋のアラビア海にも (Sato *et al.*, 1991 および本論の図 4)、また赤道太平洋海域の深海底堆積物中にも (Takayama, 1993: 183, Fig. 2) 追跡されることが報告されている。とくに国際深海掘削計画 (ODP) 第 130 次研究航海の際、オントン・ジャワ海台において明らかにされた石灰質ナノ化石基準面と地磁気層序との対応 (Takayama, 1993) は、第四系に関する最良のドキュメントと評価されている (Young and Wei, 1994)。

第四系に基準面①と④を除く 11 の石灰質ナノ化石基準面を認定したということは、11 の化石帯を設定したことと同じである。これは第四系に設定された浮遊性有孔虫、放散虫、珪藻化石帯区分 (Blow, 1969; Sanfilippo *et al.*, 1985; Barron, 1989; Koizumi and Tanimura, 1985) より、また表 1 に示したさまざまな石灰質ナノ化石帯区分に比較しても、化石帯の数においてはるかに多い。そしてこのことこそ、Takayama and Sato (1987) および Sato and Takayama (1992) が設定した石灰質ナノ化石基準面が、第四系の詳細な年代決定と対比にきわめて有効な手段となりうる根拠となっている。

ところで、基準面を認定するための標識種がわが国の第四系の中にも共通して産出することから、最初北大西洋海域で設定された石灰質ナノ化石基準面のほとんどが、遠くわが国の第四系の中にまで追跡される。その結果、わが国における第四系の認定と詳細な年代決定、および各地に分布する第四系相互の対比が、石灰質ナノ化石を用いることによって可能になった。その成果のいくつかを、以下に紹介する。

房総半島中央部の養老川流域に露出する上総層群は、わが国はもちろん、世界的にも類をみない海成第四系の連続したセクションとして、古くからさまざまな研究が行われてきた。これらの先駆的研究に加えて本地域で石灰質ナノ化石層序の確立を試みたところ、上総層群の中に、合計 8 枚の石灰質ナノ化石基準面 (⑤, ⑥, ⑧~⑬) を認定することができた (佐藤・高山, 1988; 佐藤ほか, 1988b)。この成果を新妻 (1976) が確立した地磁気層序に対応させて考えると、火砕鍵層 Kd 38 以下にある顕著な正磁極帯は、基準面⑫と⑬の間にあることから Olduvai Event に、黄和田層最上部の正磁極帯は基準面⑧がその中にあることから Cobb Mountain

図 3 第四紀石灰質ナノ化石基準面および地磁気層序との対応とその年代値

FAD: first appearance datum, LAD: last appearance datum, J: Jaramillo Event, CM: Cobb Mountain Event, O: Olduvai Event

Sato and Takayama (1992) を一部修正。

図 4 アラビア海第四系深海底堆積物中に認められる石灰質ナンノ化石基準面の追跡
column 中の数字は、コアの番号を示す。

Eventに、また国本層上部以上の顕著な正磁極帯は基準面⑤より上位にあることから Brunhes Normal Epoch に対比される。その結果、大田代層上部―梅ヶ瀬層下部の正磁極帯は Jaramillo Event に相当すると考えられる。そして事実、この層準に基準面⑥が認定されている。本地域では、従来より鮮新統／更新統境界の位置についても論じられてきたが（房総研究グループ、1957；房総・三浦研究グループ、1958）、石灰質ナンノ化石層序にてらして上総層群のほとんどが更新統であることは、もはや疑う余地がない。

次に日本海側堆積盆地についてみると、これら基準面の多くが、秋田県男鹿半島の船川層、北浦層、脇本層、新潟県の西山層と灰爪層、富山県の藪田層と十二町層、石川県の大桑層中に確認され、大桑―万願寺動物群を産出し、従来鮮新統と考えられていた地層のほとんどが更新統であることが明らかになったばかりでなく、これら地層相互の詳細な上下関係、および太平洋側の第四系、とくに房総半島の上総層群との対比にも成功した（佐藤ほか、1987, 1988a, b; 高山ほか、1988 など）。これら諸地域の石灰質ナンノ化石層序に、底生有孔虫化石層序を重ね合わせたと、同じ底生有孔虫化石帯に認定されていた地層がまったく別の時代に堆積した地層であるという事実、たとえば男鹿半島と秋田油田では、同じ底生有孔虫化石帯に少なくとも 83 万年以上の時間的ずれがあり、このことから秋田油田地域は新生代の末期に時間とともに浅海化していったことがわかった。これを日本海側全体でみると、海が最初に浅くなったのは秋田油

田で、ついで北陸地域、新潟地域の順で海が浅くなり、浅海化が最も遅れたのは男鹿半島であったということとなる（佐藤ほか、1988b; 高山、1993）。

石灰質ナンノ化石基準面を追跡することによって、近い将来、応用地質の面で貢献すると考えられる例を次に上げる。

遠藤ほか(1991)は、東京都江戸川区に掘削された深度 350 m のボーリング・コアの石灰質ナンノ化石層序の確立を試みた。その結果、深度 239～280 m の間が房総半島の梅ヶ瀬層と大田代層の境界に、また深度 325 m 以深が黄田層に対比され、東京都の地下の予想以上に浅いところに下部更新統が存在することが明らかとなった。同様のボーリングは東京都下の各所や千葉県下でも行われており、これにあわせて石灰質ナンノ化石調査も行われ、興味深い結果がぞくぞくと得られていると聞く。これらの成果は、ごく一部を除いて（鈴木、1995）未公表である。近い将来、これらの貴重な資料が公表された暁には、東京およびその周辺地域のウォーター・フロント計画、大深度地下開発、地下河川の建設、地盤沈下対策および地下水汚染防止はいうに及ばず、関東地方の構造発達史解明に大きく寄与することは疑いない。

以上、現在まで筆者らが上げた成果を総括して図示すると、図 5 のようになる。

VII. 問題点の指摘

前章において、石灰質ナンノ化石基準面が日本を含め遠く世界各地に追跡され、第四系の詳細な対比と年代決

図 5 石灰質ナンノ化石基準面にもとづく第四系の対比

*1. 笠森層 *2. 長南層 *3. 柿ノ木台層 *4. 国本層 *5. 梅ヶ瀬層 *6. 豊里層

定に有効であることを事例をあげて詳述した。

地質時計としての石灰質ナノ化石の有効性は、このことからご理解いただけたと思う。しかし、いざ実際にこの時計を使ってみると、期待を裏切られることがある。それは石灰質ナノ化石が抱えるさまざまな問題点に起因する。そして、そのことを熟知することが石灰質ナノ化石を地質時計として有効に使用するために必要と考えられるので、以下にその問題点を列記する。

1. 化石種同定の個人差

石灰質ナノ化石は、19世紀半ばより光学顕微鏡を用いて種の記載が行われてきた。1950年代以降は電子顕微鏡(TEM)がこの分野に導入され、引き続き走査(電子)顕微鏡(SEM)も種の同定に利用されるようになった。したがって新種の記載が、あるものは光学顕微鏡で、またあるものは電子顕微鏡や走査顕微鏡を用いて行われ、完模式標本の図版もスケッチであったり、光学顕微鏡写真であったり、電子顕微鏡写真であったりすることが、種の同定にあたって研究者の主観が入り込む素地をつくっていることは否定できない。大きさ10 μ m前後の石灰質ナノ化石の観察に、電子顕微鏡が不可欠であることはいうまでもないが、現在でも電子顕微鏡を誰もが手軽に利用できない現状を考えると、化石層序学的研究に関しては光学顕微鏡の方がはるかに実用的である。したがって、きわめて微小な化石を分解能の十分でない光学顕微鏡で同定すること自体、観察者の主観を許すことになるのは、今も昔も変わらない。以下にその具体例をあげる。

Muza(1992)は、第四系の最重要示準化石 *Gephyrocapsa* の種レベルの同定に関しては、いまだ研究者の見解の一致が得られていないとして、時代決定の指示者として *Gephyrocapsa* を用いることを躊躇している。筆者らが基準面の指標として用いている *Gephyrocapsa parallela* は、Okada and Bukry(1980)の *G. oceanica* と同じものである可能性がある。一方、Matsuoka and Okada(1989)は、筆者らの *G. parallela* を単に「bridgeがプラクリスの短軸に並行にかかった *Gephyrocapsa*」とよんで、種名を与えるのを避けている。*Gephyrocapsa* 属の種レベルでの分類の混乱は、Matsuoka and Okada(1989)、Rio(1982)、Takayama and Sato(1987)、Raffi *et al.* (1993)といった研究者間の *Gephyrocapsa* の種の概念の相違について論じた論文(Raffi *et al.*, 1993: 395, Fig. 7)があることでも明らかであろう。以上のことから考えて、*Gephyrocapsa* の種の出現によって規定される基準面⑥、⑪、⑫の層序的位置は、研究者の主観によって上下にずれることが心配される。

一方、第四系最上部の最も重要な示準化石 *Emiliania*

huxleyi は、その特徴的な形態から電子顕微鏡下での同定は容易であるが、一般にコックリスが小さく、光学顕微鏡でその形態を識別するのは容易でない。したがって、光学顕微鏡下で基準面②を認定することは、多くの場合ははなだしく困難である。

2. 試料の汚染と二次堆積

石灰質ナノ化石のようにきわめて小さな、そして多産する化石の場合、ほかの試料の混入などによる汚染が心配される。そのため、試料の採集に当たっては細心の注意が、また試料の処理の過程では実験室の清掃や、実験器具の洗浄等に心を配らなくてはならない。

しかし、そのような注意を払っても避けられない汚染は、地層堆積時の下位層からの化石の混入である。このような化石の二次堆積は、石灰質ナノ化石基準面を確認する上で大きな障害となる。とくに、種の絶滅の層準で規定される基準面を認定することが、はなはだしく困難となる。

困ったことに石灰質ナノ化石の二次的堆積の例はきわめて多い。イタリアにおけるピアゼンチア(Piacentian)階の模式地カステル・ド・アルカート(Castell d'Arquato)において、鮮新世の化石群集の中に、少なくとも下部ジュラ系プリーエンスバッキアン(Pliensbachian)階—中部ジュラ系バジョシアン(Bajocian)階、下部白亜系オーテリヴィアン(Hauterivian)階—バレミアン(Barremian)階、上部白亜系セノマニアン(Cenomanian)階—メーストリヒシアン(Maastrichtian)階、古第三系中・上部始新統からの石灰質ナノ化石が混入している事実はその好例であろう(Takayama, 1967)。

3. CCD

コックリトフォアの細胞の表面をおおっている石灰質殻コックリスは、コックリトフォアの死後、あるいは生活史のある段階で、細胞の表面から離脱して一つ一つ海洋底に沈積し、化石として堆積物中に保存される。その沈降の過程で、コックリスが炭酸カルシウムの補償深度(Calcium Compensation Depth, CCD)に達すると、コックリスはすべて溶解してなくなる。その結果、深海底堆積物の中にはしばしば石灰質ナノ化石が産出せず、その地質時代を決定することが不可能になる。

CCDの比較的浅い日本海の深海底堆積物には、多くの場合、石灰質ナノ化石を発見することができないのはそのためである。

4. 環境要因

石灰質ナノプランクトンは、海流によって世界中の海に広く分布する。そのことが遠く離れて分布する地層同士の対比を可能にすることはすでに述べた。しかしながらそうはいっても、ある種の石灰質ナノプランクト

ンは特定の水域に好んで生息する。このような種が化石帯設定の標識種として選ばれると、特定の水域外の大部分の地域で、化石帯の識別が困難となる。

一般に、石灰質ナンノプランクトンの群集構成は、低緯度海域で種数が多く多様であるのに反し、高緯度海域では種数が少なく単調である。石灰質ナンノ化石帯は低緯度地域で設定されたものが多く、中—高緯度地域では化石帯区分の標識種の発見が困難になる。幸い筆者らが設定した石灰質ナンノ化石基準面は、比較的高緯度水域で設定されたこともあって、標識種のほとんどがコスモポリタンな種である。それでも *Helicosphaera inversa* によって規定される基準面①と④は、高緯度地域での識別が困難である。

標識種の中には、その出現・絶滅の時期が場所によって異なるものがあって、基準面や基準面によって設定される化石帯の境界が、時間面に斜交するものがあるという指摘がある。

Backman and Shackleton(1983)は、*Helicosphaera sellii* の絶滅層準(筆者らの基準面⑨)が太平洋海域では時間面に一致しないと報告している。また Raffi *et al.*(1993)も、*H. sellii* の絶滅層準が、太平洋では酸素同位体比のステージ 49 に、大西洋ではステージ 37 にあり、太平洋のほうが若干下位に位置すると主張している。同様の事実は Wei(1993)によっても指摘されている。そのことから考えると、アラビア海の深海底堆積物において基準面⑨と⑩が同層準に位置する事実(Sato *et al.*, 1991)は、大西洋に比較してアラビア海では基準面⑨がより下位に位置することを意味しているのかもしれない。

一方これとは別に、*Coccolithus pelagicus* の層位的分布

と産出頻度を、IPOD-ODP 掘削地点 610 (北大西洋)、722 (アラビア海)、および 807 (赤道太平洋)で調査すると、図 6 のようになる。この図から明らかに、赤道太平洋やインド洋では、*C. pelagicus* は基準面⑫の層準で絶滅するようにみえる。*C. pelagicus* はコッコリスのサイズも大型で同定も容易であるから、その産出の上限は最も使いやすい。しかも信頼するに足る基準面となりそうである。加えて、後に述べる理由から(VIII章、図9参照のこと)、*C. pelagicus* 産出の上限は、本海域に限っていえば、鮮新統/更新統境界の位置を認定するための最良の指標となる。しかしながら、本種は北大西洋深海底堆積物中では徐々に個体数を減じながらもコアの最上部まで産出し、そして今も典型的な寒冷種として北半球の高緯度海域に生息している(McIntyre and Bé, 1967; Roth, 1994 など)。石灰質ナンノ化石の層位的分布の上限が時間面と斜交する、これは典型的な例であって、筆者らが *C. pelagicus* の産出上限を汎世界的な対比基準面としなかったのは、そのためである。

5. 基準面の年代値

これまでに多くの研究者が深海底堆積物を用いて、石灰質ナンノ化石基準面と古地磁気層序や酸素同位体比層序との対応関係を明らかにし、化石基準面の絶対年代値を算出している。

表2は、各研究者によって算出された第四紀石灰質ナンノ化石基準面の絶対年代値である。これらの年代値の算出法には、(1)基準となる地磁気極性逆転層準の絶対年代値を用い、堆積速度をおおむね一定と仮定した上で内挿法で求めたもの(たとえば Takayama and Sato, 1987; Matsuoka and Okada, 1989 など)と、(2)

図6 赤道太平洋、アラビア海、および北大西洋の最上部新生界深海底堆積物中の *Coccolithus pelagicus* の相対的産出頻度

各グラフの左側に示した古地磁気極性測定結果は、Kroenke *et al.*(1991) (赤道太平洋)、Hayashida and Bloemendal(1991) (アラビア海)、Clement and Robinson(1987) (北大西洋)による。

表 2 第四系石灰質ナノ化石基準面の地質年代

Datums	Gartner [1973]	Thierstein <i>et al.</i> [1977]	Gartner [1977]	Backman & Shackleton [1983]	Hag & Takayama [1984]	Berggren <i>et al.</i> [1985]	Takayama & Sato [1987]	Matsuoka & Okada [1989]	Raffi <i>et al.</i> [1993]	Wei [1993]	Berger <i>et al.</i> [1994]	This study
1: LAD <i>Helicosphaera inversa</i>	-	-	-	-	-	-	0.15	-	-	-	-	0.16
2: FAD <i>Emiliania huxleyi</i>	0.17	0.268	0.27	-	0.27	0.275	0.24	0.27	-	-	-	0.25
3: LAD <i>Pseudemiliania lacunosa</i>	0.35	0.458	0.44	-	0.46	0.474	0.39	0.46	-	-	0.433±0.020	0.41
4: FAD <i>Helicosphaera inversa</i>	-	-	-	-	-	-	0.48	-	-	-	-	0.51
5: LAD <i>Reticulofenestra asanoi</i>	-	-	-	-	-	-	0.83	0.81	-	0.88	0.889±0.025	0.85
6: FAD <i>Gephyrocapsa parallela</i>	-	-	0.92(?)	-	-	-	0.89	0.92	0.957	0.94	1.045±0.025	0.95
7: FAD <i>Reticulofenestra asanoi</i>	-	-	-	-	-	-	1.06	0.98	1.17	1.02-1.06	1.168±0.025	1.16
8: LAD large <i>Gephyrocapsa</i>	-	-	-	-	-	-	1.1	1.1	1.227	1.240	1.23	1.243±0.030
9: LAD <i>Helicosphaera sellii</i>	-	-	1.22	1.37	-	1.37	1.19	1.2	1.241	1.470	1.451±0.025	1.26
10: FAD large <i>Gephyrocapsa</i>	-	-	-	-	-	-	1.36	-	1.479	1.457	1.44	1.515±0.025
11: LAD <i>Calcidiscus macintyrei</i>	-	-	1.51	-	-	1.45	1.57	-	1.640	1.597	1.627±0.025	1.65
11: FAD <i>Gephyrocapsa oceanica</i>	-	-	-	1.45	1.65	1.65	1.57	-	1.700	1.670	1.68	1.664±0.025
12: FAD <i>Gephyrocapsa caribbenica</i>	-	-	-	-	1.68	1.7	1.66	-	-	-	1.708±0.050	1.72
13: LAD <i>Discosphaera brouweri</i>	1.8	-	1.65	1.88	1.68	-	1.91	-	1.950	1.95	-	2.00

化石基準面と対応する酸素同位体比ステージから求めたもの (Thierstein *et al.*, 1977 など) とがある。(2) の場合も、絶対年代スケールに換算する際には地磁気極性逆転層準の年代値を用いているので、どちらもその精度は放射年代値の正確さに依存する。表 2 をみると、Matsuoka and Okada (1989) 以前の研究者たちが計算した各基準面の年代値は、前述の *Helicosphaera sellii* の絶滅層準を除けば、おおむね一致している。

一方、Raffi *et al.* (1993)、Wei (1993) および Berger *et al.* (1994) も、酸素同位体比ステージとの対応から基準面の年代値を算出したが、彼らが算出のよりどころとした酸素同位体比層序は、ミランコビッチ周期を用いて補正したもの (たとえば、Shackleton *et al.*, 1990) であり、必ずしも地磁気極性逆転層準の年代値とは関係ない。手法が同じであることから、やはり *H. sellii* の絶滅層準以外の基準面の年代値は、三者の間で比較的良好一致をみる。以上を総括して考えると、Matsuoka and Okada (1989) 以前の研究とそれ以降の研究結果の違いは、用いる年代尺度の違いに起因するものであって、このことはとりもなおさず石灰質ナノ化石基準面の時間面としての正確さを表していることになる。

そうはいっても、Raffi *et al.* (1993) や Wei (1993) が示したように、どの基準面の年代値も海域によって数万年のずれがある。このずれは、これまで述べてきたような石灰質ナノ化石が抱える問題点や、地磁気極性逆転の層準に与えられた放射年代測定値の誤差、堆積速度が一定であるという仮定、あるいは採取した試料の層位間隔の粗密さなど、さまざまな要因によって生じている。とくにずれが大きい基準面が、種の絶滅によって規定される化石基準面ではなく、出現によって規定される基準面であることを考えると、最大の問題は化石種の同定の個人差であると思われる。

最近、Cande and Kent (1992) によって、新しい古地磁気年代尺度が示された。そこで、この尺度を用いて Takayama and Sato (1987)、Sato and Takayama (1992) が設定した第四紀石灰質ナノ化石基準面の年代値を内挿法によって求め、あわせて表 2 に示すとともに、基準面と地磁気層序との対応関係も図 7 に示した。この年代値は、上述の Raffi *et al.* (1993) 以降の研究者が算出した年代値とよく一致する。このことは、Shackleton *et al.* (1990) の酸素同位体比層序を用いて補正した地磁気極性逆転層準の年代と、Cande and Kent (1992) が改訂した古地磁気年代尺度が一致していることを示していると同時に、やはり石灰質ナノ化石基準面の等時間面としての信頼性をも表している。ただし、基準となる年代尺度が変われば、必然的に基準面の年代

図7 第四紀石灰質ナンノ化石基準面および地磁気層序との対応とその年代値—Cande and Kent(1992)の古地磁気年代尺度にもとづく改訂版

FAD: first appearance datum, LAD: last appearance datum, J: Jaramillo Event, CM: Cobb Mountain Event, O: Olduvai Event

値も変わることになるので、石灰質ナンノ化石基準面の絶対年代値は一つの目安にすぎない。したがって、重要なのは算出された年代値ではなく、各化石基準面がどの古地磁気イベントと対応するか、あるいはどの酸素同位体比ステージと対応しているかであろう。

VIII. 鮮新統／更新統境界とその年代値

46億年にもわたる長い地球の歴史のうちで、最も新しい新生代第四紀は、「氷河の時代」とも「大氷河時代」ともよばれる。もともとパリ盆地の第三紀層をおおう若い地層が堆積した時代として設定された第四紀という時代区分は、その後、海棲無脊椎動物の変化や氷河の消長、ゾウ・ウマ・ウシといった近代型哺乳動物などをめやすに、さまざまに定義されてきた。したがって第三系と第四系の境界、すなわち鮮新統／更新統境界についても、異なった見解とそれにもとづく混乱があった。この長い間の論争にひとつの決着をつけたのが1948年、ロンドンで開催された第18回万国地質会議で出された勧告である（たとえば、鹿間, 1957）。その結果、更新統の下限はイタリア南部に分布するカラブリア層（Calabrian）の下底が模式層準とされ、ながく南イタリアのレ・カステラ（le Castella）が鮮新統／更新統境界の模式地と考えられてきた。

一方、これとは別に鮮新統／更新統境界は、深海底堆積物において容易に決定されるはずだという考えがある。なぜなら海底では堆積物が連続して発達し、その中には水温の変化に敏感に反応する小さなプランクトンの化石がたくさん含まれるので、その群集の時代的変遷を

調べれば、最初の氷期の訪れを確実にかつ容易に識別することができるに違いないというのがその根拠である。

Ericson *et al.* (1963)は、大西洋とインド洋より採取したピストン・コアの中に石灰質ナンノ化石 *Discoaster* 属絶滅の層準を確認して、これを深海底堆積物の中の鮮新統／更新統境界とした。さらにこの境界が同じく石灰質ナンノ化石 *Gephyrocapsa* 属の出現と爆発的豊産によって特徴づけられることが、McIntyre *et al.* (1967)によって明らかにされた。

ところで、*Discoaster* 属絶滅の層準と *Gephyrocapsa* 属出現の層準は、レ・カステラセクションにおける鮮新統／更新統境界付近に位置することが確かめられ、深海底堆積物の中で鮮新統／更新統境界とされたものが、いわゆる模式地のそれに対比されることが明らかになった（Takayama, 1970）。そして *Discoaster* 属絶滅の層準は、ながく第三紀／第四紀の境界の指標として用いられてきたのである。

そもそも鮮新統／更新統境界の模式地が決定されるまでのいきさは複雑である。その間の経緯については中川 (1977, 1978) や Aguirre and Pasini (1985) に詳しいのでそれを参照してもらふこととし、ここではふれない。

最終的に南イタリアのレ・カステラに近いヴリカ（図8）を鮮新統／更新統境界の模式地とし、ヴリカのセクションにおける marker bed “e” の直上がその模式層準と決定したのは、1984年にモスクワで開催された第27回万国地質会議である。

従来の石灰質ナンノ化石帯区分では、*Discoaster* 属絶滅の層準、すなわち Martini (1971) の NN18 帯と NN19 帯の境界、Okada and Bukry (1980) の CN12 帯と CN13 帯の境界が鮮新統／更新統境界とされてきた。しかし長い論争の後で、鮮新統／更新統境界の模式地が正

図8 鮮新統／更新統境界の模式地(ヴリカ)の位置

式にヴリカに決定した現在では、更新統の下限はヴリカのセクションに対比して論じられるべきである。

ヴリカセクションにおける石灰質ナンノ化石層序の概略については、すでに筆者らの予察的報告がある(北村ほか, 1985; 佐藤ほか, 1988b; Nakagawa *et al.*, in press). それによるとヴリカセクションにおいて4つの石灰質ナンノ化石基準面⑩～⑬が確認されている(佐藤ほか, 1988b). 鮮新統／更新統境界の模式層準は, *Gephyrocapsa caribbeanica* が出現する層準(基準面⑫)の17 m 下位に, また地磁気層序の Olduvai Event が認定された地層の上限の13 m 上位に位置する。したがって, 正真正銘の鮮新統／更新統境界は, 基準面⑫と⑬の間の, しかも基準面⑫にずっと近いところにある。そこで Cande and Kent (1992) の新しい古地磁気年代尺度にしたがって Olduvai Event の終末の地質年代を1.757 Ma, 基準面⑫の地質年代を1.72 Ma として鮮新統／更新統境界の年代値を内挿法から求めると, 1.74 Ma と算定される(図9)。

以上の結果から考えて, 石灰質ナンノ化石層序にもとづいて鮮新統／更新統境界を決定する場合, 従来用いられてきた基準面⑬(*Discoaster brouweri* の絶滅)ではなく, 基準面⑫(*Gephyrocapsa caribbeanica* の出現)を用いるのが望ましい。わが国における鮮新統／更新統境界については, 多くの研究者により日本各地でさまざまに論じられてきた(生越, 1963)。しかし, わが国の上部新生界のどこに第三系／第四系の境界があるか, 石灰質ナンノ化石を使って容易に判定する手段を, われわれはいま手中にしたのである。そして, その成果を総括して示

すと, 図5のようになる。房総半島養老川流域に分布する上総層群の場合, 真の鮮新統／更新統境界は, 黄田層下部の火砕鍵層 Kd 38 付近となる。

IX. お わ り に

筆者らが行ってきた上部新生界石灰質ナンノ化石に関する一連の研究によって, 第四系の中に, 従来にもまして多数の対比基準面を設定することができた。私たちはこの基準面を使うことによって, 国内はもとより, 汎大洋的な, あるいは大陸間にまたがる遠隔の地域の第四系の詳細な対比を行い, 第四紀に生じた地質事象の時間的前後関係を容易に知ることが可能になった。またその年代をほぼ10万年のオーダーで推定することまでできるようにもなった。このことは第四紀地史を組み立てる一助となると思われる。

しかしながら, 石灰質ナンノ化石基準面の年代値は, 算出の根拠と算出方法の相違から, 研究者によっていまだ意見の一致をみていない。また化石種の同定には, いつも研究者の主観による個人差がつきまとう。さらに, せっかく認定した石灰質ナンノ化石基準面も, そのいくつかは時間面に斜交するという指摘もある。したがって石灰質ナンノ化石を第四系の地質時計として使用するために, 解決すべき問題はまだ山積している。

くりかえして主張するが, 石灰質ナンノ化石は第四系の中に手軽に, しかも素早く時間目盛りを入れることのできる地質時計である。しかし, この時計は旧式のゼンマイ時計であって, 進んだり遅れたりすることは日常茶飯事である。

研究者の努力によって, 正確な時間を刻む高級な水晶時計をもっと安価に買い求めることができる日が, いずれやってくるだろう。そうなったとき, 石灰質ナンノ化石の研究は地質時計としての役割を終え, 古環境復元の指標としての観点に立って, 新しいスタートを切ることができる。筆者らはその日の一日も早い到来を心まちにしていることを, 最後に力説しておきたい。

謝辞 金沢大学教養部佐藤雪江氏には, 本稿執筆にあたりいろいろとご協力いただいた。感謝の意を表する。

引 用 文 献

- Aguirre, E. and Pasini, G. (1985) The Pliocene-Pleistocene boundary. *Episodes*, 8: 116-120
 Backman, J. and Shackleton, N. J. (1983) Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian and Pacific oceans. *Mar. Micropaleont.*, 8: 141-170
 Barron, J. A. (1989) The late Cenozoic stratigraphic record

図9 鮮新統／更新統境界の模式地(Vrica)における石灰質ナンノ化石基準面と地磁気層序, および境界の年代値

- and hiatuses of the northeast Pacific: results from the Deep Sea Drilling Project. E. L. Winterer, D. M. Hussong, and R. W. Decker (eds.) *The eastern Pacific Ocean and Hawaii* (Vol. N): 311-322, Geol. Soc. Am.
- Berggren, W. A., Kent, D. V. and Van Couvering, J. A. (1985) The Neogene: part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy. N. J. Snelling (ed.) *The Chronology of the geological record*: 211-260, Geol. Soc. London Mem., 10
- Berger, W. H., Yasuda, M. K., Bickert, T., Wefer, G. and Takayama, T. (1994) Quaternary timescale for the Ontong Java Plateau: Milankovitch template for Ocean Drilling Program Site 806. *Geology*, 22: 463-467
- Blow, W. H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. P. Brönniman and H. H. Renz (eds.) *Proceedings of the first international conference on planktonic microfossils, Geneva*, 1: 199-422
- 房総研究グループ (1957) 房総半島新生代層群の地史区分. 有孔虫, 7: 32-40
- 房総・三浦研究グループ (1958) 房総半島並に三浦半島新生代地層群の浮遊性有孔虫化石による対比. 有孔虫, 10: 34-42
- Bramlette, M. N. and Martini, E. (1964) The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. *Microfaleont.*, 10: 291-322
- Bukry, D. (1973) Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. N. T. Edgar, J. B. Saunders *et al. Init. Repts. DSDP*, 15: 685-703, U. S. Govt. Printing Office
- Bukry, D. (1975) Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32. R. L. Larson, R. Moberly *et al. Init. Repts. DSDP*, 32: 677-701, U. S. Govt. Printing Office
- Bukry, D. (1978) Biostratigraphy of Cenozoic marine sediment by calcareous nannofossils. *Microfaleont.*, 24: 44-60
- Cande, S. C. and Kent, D. V. (1992) A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, 97: 13,917-13,951
- Clement, B. M. and Robinson, F. (1987) The magnetostratigraphy of Leg 94 sediments. W. F. Ruddiman, R. B. Kidd, E. Thomas *et al. Init. Repts. DSDP*, 94: 635-650, U. S. Govt. Printing Office
- 遠藤秀典・上嶋正人・山崎俊嗣・高山俊昭 (1991) 東京都江戸川区 GS-ED-1 ボーリングコアの古地磁気・石灰質ナノ化石層序. 地質雑, 97: 419-430
- Ericson, D. B., Ewing, M. and Wollin, G. (1963) Pliocene-Pleistocene boundary in deep sea sediments. *Science*, 139: 727-737
- Gartner, S., Jr. (1969) Correlation of Neogene planktonic foraminifer and calcareous nannofossil zones. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 19: 585-599
- Gartner, S., Jr. (1973) Absolute chronology of the late Neogene calcareous nannofossil succession in the equatorial Pacific. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84: 2021-2034
- Gartner, S., Jr. (1977) Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Microfaleont.*, 2: 1-25
- Haq, B. U. and Takayama, T. (1984) Neogene calcareous nannoplankton datum planes and their calibration to magnetostratigraphy. N. Ikebe and R. Tsuchi (eds.) *Pacific Neogene datum planes*: 27-33, Univ. of Tokyo Press
- Hay, W. W., Mohler, H., Roth, P. H., Schmidt, R. R. and Boudreaux, J. E. (1967) Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 17: 428-480
- Hayashida, A. and Bloemendal, J. (1991) Magnetostratigraphy of ODP Leg 117 sediments from the Owen Ridge and Oman margin, western Arabian Sea. W. L. Prell, N. Niituma *et al. Proc. ODP, Sci. Results*, 117: 161-179, Ocean Drilling Program
- 北村 信・中川久夫・尾田太良・浅野 清・的場保望・新妻信明・北里 洋・酒井豊三郎・小泉 格・高山俊昭 (1985) 環地中海地域新第三系・更新統模式層序に関する研究 (資料集). 東北大学地質学古生物学教室
- Koizumi, I. and Tanimura, Y. (1985) Neogene diatom biostratigraphy of the middle latitude western north Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 86. G. R. Heath, L. H. Burckle *et al. Init. Repts. DSDP*, 86: 269-300, U. S. Govt. Printing Office
- Kroenke, L. W., Berger, W. H., Janecek, T. R. *et al.* (1991) *Proc. ODP, Init. Repts.*, 130: 1240 p, Ocean Drilling Program
- Martini, E. (1971) Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. A. Farinacci (ed.) *Plank. Conf. Roma, 1970 Proc.*, 2: 738-785, Tecnoscienza
- Matsuoka, H. and Okada, H. (1989) Quantitative analysis of Quaternary nannoplankton in the subtropical northwestern Pacific Ocean. *Mar. Microfaleont.*, 10: 213-249
- McIntyre, A. and Bé, A. W. H. (1967) Modern Coccolithophoridae of the Atlantic Ocean I. Placoliths and cyrtoliths. *Deep Sea Res.*, 14: 561-597
- McIntyre, A., Bé, A. W. H. and Prekistas, R. (1967) Coccoliths and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Progr. Oceanography*, 4: 3-25
- Muza, J. P. (1992) Calcareous nannofossil biostratigraphy from the Japan Sea, Sites 798 and 799: evidence for an oscillating Pleistocene oceanographic frontal boundary. K. A. Pisciotto, J. C. Ingle Jr., M. T. von Breymann, J. Barron *et al. Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt. 1: 155-169, Ocean Drilling Program
- 中川久夫 (1977) 地中海地域上部新生界層序調査について(1). 化石, 27: 41-59
- 中川久夫 (1978) 地中海地域上部新生界層序調査について(2). 化石, 28: 7-23
- Nakagawa, H., Niituma, N., Takayama, T., Matoba, Y., Oda, M., Tokunaga, S., Kitazato, H., Sakai, T. and Koizumi, I. (in press) Magnetostratigraphy of the Vrica section, Italy and its correlation with the Plio-Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan. A. Van Couvering (ed.) *Definition and worldwide correlation of the Pliocene Pleistocene*

- boundary. Cambridge Univ. Press
- 新妻信明 (1976) 房総半島における古地磁気層位学. 地質雑, 82: 163-181
- 生越 忠 (1963) 日本における鮮新・更新両世の境界問題についての総括. 化石, 5: 151-161
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Mar. Micropaleont.*, 5: 321-325
- Raffi, I., Backman, J., Rio, D. and Shackleton, N. J. (1993) Plio-Pleistocene nannofossil biostratigraphy and calibration to oxygen isotope stratigraphies from Deep Sea Drilling Project Site 607 and Ocean Drilling Program Site 677. *Paleoceanography*, 8: 387-408
- Rahman, A. (1992) Calcareous nannofossil biostratigraphy of Leg 127 in the Japan Sea. K. A. Pisciotto, J. C. Ingle Jr., M. T. von Breymann, J. Barron *et al.* *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt. 1: 171-186, Ocean Drilling Program
- Rahman, A. and Roth, P. H. (1989) Late Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy of the Gulf of Aden region. *Mar. Micropaleont.*, 15: 1-27
- Rio, D. (1982) The fossil distribution of Coccolithophore genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems. W. L. Prell, J. V. Gardner *et al.* *Init. Repts. DSDP*, 68: 325-343, U. S. Govt. Printing Office
- Roth, P. H. (1994) Distribution of coccoliths in oceanic sediments. A. Winter and W. G. Siesser (eds.) *Coccolithophores*: 199-218, Cambridge Univ. Press
- Sanfilippo, A., Westberg-Smith, M. J. and Riedel, W. R. (1985) Cenozoic Radiolaria. H. M. Bolli, J. B. Saunders and K. Perch-Nielsen (eds.) *Plankton stratigraphy*: 631-712, Cambridge Univ. Press
- 佐藤時幸 (1989MS) 本邦最上部新生界の石灰質ナンノ化石層序. 東北大学学位論文
- Sato, T., Kameo, K. and Takayama, T. (1991) Coccolith biostratigraphy of the Arabian Sea. W. L. Prell, N. Niitsuma *et al.* *Proc. ODP, Sci. Results*, 117: 37-54, Ocean Drilling Program
- 佐藤時幸・高山俊昭 (1988) 石灰質ナンノプランクトンによる第四系化石帯区分. 地質学論集, 30: 205-217
- Sato, T. and Takayama, T. (1992) A stratigraphically significant new species of the calcareous nannofossil *Reticulofenestra asanoi*. K. Ishizaki and T. Saito (eds.) *Centenary of Japanese micropaleontology*: 457-460, Terra Scientific Publ.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗 (1987) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その1: 新潟地域. 石油技術協会誌, 52: 231-242
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗 (1988a) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その3: 秋田地域および男鹿半島. 石油技術協会誌, 53: 1-14
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司 (1988b) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その4: 総括—太平洋側および鮮新統／更新統境界の模式地との対比. 石油技術協会誌, 53: 475-491
- Shackleton, N. J., Berger, A. and Peltier, W. R. (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 81: 251-261
- 鹿間時夫 (1957) 鮮新世・最新世の境界問題. 地質雑, 63: 137-153
- 鈴木宏芳 (1995) 関東平野深層井の地質層序の再検討 (その1, 下総井及び府中井). 日本地質学会第102年学術大会 (広島) 講演要旨: 92
- Takayama, T. (1967) First report on nannoplankton of the upper Tertiary and Quaternary of the southern Kwanto region, Japan. *Jb. Geol. B. A. (Wien)*, 110: 169-198
- Takayama, T. (1970) The Pliocene-Pleistocene boundary in the Lamont Core V21-98 and at le Castella, Southern Italy. *Jour. Mar. Geol.*, 6: 70-77
- 高山俊昭 (1976) 石灰質ナンノプランクトン. 浅野 清編「微古生物学 中巻」: 1-66, 朝倉書店
- 高山俊昭 (1978) 石灰質ナンノプランクトン. 高柳洋吉編「微化石研究マニユアル」: 51-59, 朝倉書店
- Takayama, T. (1993) Notes on Neogene calcareous nannofossil biostratigraphy of the Ontong Java Plateau and size variations of *Reticulofenestra* coccoliths. W. H. Berger, L. W. Kroenke, L. A. Mayer *et al.* *Proc. ODP, Sci. Results*, 130: 179-229, Ocean Drilling Program
- 高山俊昭 (1993) アケボノ象は雪を見たか. 小泉 格・安田喜憲編「海・潟・日本人」: 194-223, 講談社
- 高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・佐藤時幸・亀尾浩司 (1988) 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序, その2: 北陸堆積盆地. 石油技術協会誌, 53: 9-27
- Takayama, T. and Sato, T. (1987) Coccolith biostratigraphy of the North Atlantic Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 94. W. F. Ruddiman, R. B. Kidd, E. Thomas *et al.* *Init. Repts. DSDP*, 94: 651-702, U. S. Govt. Printing Office
- Tappan, H. and Loeblich, A. R., Jr. (1972) Fluctuating rates of protistan evolution, diversification and extinction. *24th Int. Geol. Congr.*, sec. 7 Paleont: 205-213
- Tappan, H. and Loeblich, A. R., Jr. (1973) Evolution of the oceanic plankton. *Earth-Sci. Rev.*, 9: 207-240
- Thierstein, H. R., Geitzenauer, K. R., Molino, B. and Shackleton, N. J. (1977) Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels; validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5: 400-404
- Wei, W. (1993) Calibration of upper Pliocene-lower Pleistocene nannofossil events with oxygen isotope stratigraphy. *Paleoceanography*, 8: 85-99
- Young, J. R. and Wei, W. (1994) A summary chart of Neogene nannofossil magnetobiostratigraphy. *J. Nannoplankton Res.*, 16: 21-27

Quaternary Coccolith Biostratigraphy and the Age of the Pliocene/Pleistocene Boundary

Toshiaki Takayama*¹, Tokiyuki Sato*², Koji Kameo*³
and Tomiko Goto*⁴

By studying calcareous nannofossil floras of the Quaternary sediments recovered from the North Atlantic Ocean by the IPOD Leg 94, Takayama and Sato (1987), Sato and Takayama (1992) recognized 13 calcareous nannofossil datums in the "Pleistocene" sediments. Correlations of these datums with the magnetostratigraphy established by Clement and Robinson (1987) were also carried out, and ages for all these datums were estimated by interpolation between magnetic reversals. Most of these calcareous nannofossil datums are traceable into the deep-sea sediments of the Indian and the equatorial Pacific Oceans and also into the Quaternary formations distributed in the Japanese Islands. Based on these calcareous nannofossil datums, it is now possible to identify the age and to correlate Quaternary marine

sequences.

The main purpose of the present paper is to examine the validity of these calcareous nannofossil datum events from various angles such as the species identification, global synchronicity of the events and their absolute ages.

At the Vrica section in Calabria, southern Italy, which is the Pliocene/Pleistocene boundary stratotype, four calcareous nannofossil datums (Datums 10, 11, 12 and 13, see Figure 7) are detected. The Pliocene/Pleistocene boundary is 17 m below the Datum 12 (FAD *Gephyrocapsa caribbeanica*) and 13 m above the top of the Olduvai Event. We estimate the absolute age of the Pliocene/Pleistocene boundary as 1.74 Ma based on the new geomagnetic polarity time scale established by Cande and Kent (1992).

*1 Department of Geology, College of Liberal Arts, Kanazawa University. Kakuma-machi, Kanazawa, 920-11.

*2 Institute of Applied Earth Sciences, Mining College, Akita University. 1-1 Tegatagakuen, Akita, 010.

*3 Technical Research Center, Teikoku Oil Co., Ltd. 9-23-20 Kita-Karasuyama, Setagaya-ku, Tokyo, 157.

*4 Institute of Earth Science, Faculty of Education, Kanazawa University. Kakuma-machi, Kanazawa, 920-11.