総 報

深海掘削計画にもとづく最近の年代層序と生層序に関する知見*

高 柳 洋 吉**

(昭和57年11月14日受理)

A Recent Development in Chronostratigraphy and Biostratigraphy
by the Deep Sea Drilling Project

By

Yokichi TAKAYANAGI

Abstract: With the progress of activities by the Deep Sea Drilling Project, multiple stratigraphic techniques have been developed. The application of planktonic microbiostratigraphy, by using the ranges of taxa of several different taxonomic groups in conjunction, has brought about a marked refinement in stratigraphic resolution and improvement on the accuracy of global correlation of marine sedimentary sequences. Differences in the degree of biostratigraphic resolution may have principally risen from changes in the rate of evolution and in the diversity of planktonic biota, both of which are deeply affected by paleoceanographic conditions. The need of different biostratigraphic zonal schemes for different latitudinal regions indicates the existence of floral and faunal provincialism in the geologic past. By examining the patterns of temporal fluctuation of boundaries between these biologic provinces, it is possible to reconstruct paleoceanographic history. Difficulties in the application of the standard scheme of chronostratigraphy based on stratotypes distributed mostly in the northwestern European province to other regions have worked as a basic force toward the development of biochronology based on deep-sea sequences. Future plans for the ocean drilling project promises further improvement in stratigraphic resolution and provides a better coverage of oceanic provinces toward achieving better understandings of ocean paleoenvironment.

1. はじめに

1982年6月、深海掘削船 Glomar Challenger 号は横浜港に姿を現した。国際深海掘削計画による第87次航海において、南海舟状海盆と日本海溝の掘削を行うためである。

深海掘削計画(DSDP)に基づいて米国の海洋研究所連合(JOIDES)の主導の下に、この船の第1次航海は1968年8月に始まった。それより1975年に至って計画は国際化され、国際深海掘削計画(正式には Deep Sea Drilling Project; International Phase of Ocean Drilling: 略称 IPOD)と名称は改まったが、航海は第1次からの順を追

って実施されてきた。日本近海に来航したのは今回で3度目で、過去には第31次(1973)と第56~58次(1977)の航海において、日本列島の成因解明に大きな手がかりとなる成果をあげたことは広く知られている。

第85次航海までの実績を集計した記録によると、Glomar Challenger 号は実に340,395カイリ(630,411km)を航海して、575点において960孔を掘削している。これらから17,369本のコアが採取されたが、海底下の総掘削深度は215,342mに達し、このうちコア掘りの行われたのは149,159mである。海底下での最大掘進深度は、第47次航海で行ったリスボン沖の水深3,910mの掘削点398における1,740mである。また、単一の掘削孔で玄武岩層を掘進した最大深度は1,080mであり、これはコスタリカ沖における第83次航海の掘削点504Bでの記録である。

*第47回石油技術協会総会、地質・探鉱シンポジウム「年代層序学の最近の進歩と石油探鉱への応用」にて講演(昭和57年6月16日)

**東北大学理学部地質学古生物学教室

この船の優れた掘削能力をうかがわせるもう1つの記録は作業水深に関するものであるが、第60次航海の際にグアム島に近いマリアナ海溝で行われた水深7,034mの掘削点461Aで、15.5mのコアを採取したのがこれまでの最高記録となっている。

深海掘削計画の進展によって、海洋底堆積物の層位学的研究は急速に推進された。層位学的研究の中核となってきたのは微化石による生層位学であるが、他の基準によるもろもろの層位学的手段が開発されたことも強調すべきである。かくして生層序——年代層序区分体系が整備され、個々の分離した部分にすぎなかった地域層序は全地球的層位学(global stratigraphy)の体系の中で正しく評価され、総合的に位置づけられようとしている。限られた紙面で、このようなすう勢のすべての面に触れることは不可能である。ここでは、主としてプランクトンの微化石による生層序追究の視点に立って、海洋層位学(marine stratigraphy)にかかわりの深い問題点の幾つかを論じてみたいと思う。

2. 深海掘削計画の進行と生層位学の進歩

深海掘削計画の成果は、Initial Reports と銘打ったコバルト色の大巻のシリーズとなって米国科学財団から随時発行されてきている。1982年現在で63巻に達したこの報告書には、膨大な数に達する生層位学関係の論文がおさめられている。主体は有孔虫・石灰質ナノプランクトン・放散虫に関するものであるが、時に珪藻や珪質鞭毛藻などに関するものが見られる。

このような浮遊性微化石による生層位学は、もともと陸上に露出している地層の研究から出発したが、深海掘削計画の進行によって、大洋底堆積物の層序解明に貢献しながら、その見返りとして洗練されてきたといえよう。この間の事情を幾つかの例によって示す。

浮遊性微化石の中でも浮遊性有孔虫に関する生層位学的研究の根は深く、1950年代後半にはカリブ海沿岸域の陸上の層序に基づく第三系の化石帯区分(zonation)が提唱されている(BOLLI, 1957; BLOW, 1959)。これらの区分について、その後約10年の検討期間を経て改訂が行われ、新区分が発表されている(BOLLI, 1966; BLOW, 1969)。BOLLI の新区分は旧区分の手直しの性格のものであるのに対して、BLOW のものは全く面目を一新した点で対照的である。彼の新構想は、ジュネーブで開催された1st Planktonic Conference (1967)の席上で公表されたが、出版はその2年後、すなわち深海掘削計画開始の翌年である。BLOW の新区分には、いわゆるPナンバー、Nナンバーによる化石帯の表示法が初めて採用され、これが有孔虫の種名になじみのない他の専門研究者

にも広く親しまれ、更に他の種類の微化石による化石帯区分でも類似の方式が採用される素地ともなった。その後、深海掘削等の成果に基づき、この化石帯区分に対してBLOW自身も含めた何人かの研究者たちによる修正が施されたが、本筋にあまり変更は生じていない。

石灰質ナノプランクトンによる新生界の化石帯区分はMARTINI (1971)によって行われた。彼のNP, NN ナンバーによる区分はローマにおける2nd Planktonic Conference (1970)で最初に公表されたが、これが陸上の地層の資料以外に深海掘削計画の成果を初めてとり入れたものであることに注目される。BUKRY (1973)は、これとは別に深海掘削計画の成果に基づいて低緯度域の化石帯区分を提唱し、これは後にCP, CN ナンバーを付けたものに改められた(OKADA and BUKRY, 1980)。

放散虫においては熱帯地域の新生界(始新統——第四系)に関する化石帯区分が、深海掘削計画の第4次航海報告書中でRIEDEL and SANFILIPPO (1970)により提唱された。これに対してその後航海を重ねるごとに検討が加えられ、着々と体系が整えられてきている(RIEDEL and SANFILIPPO, 1978)。

これら諸例において共通するのは、海洋底堆積物における生層序の確立が陸上の地層における綿密な層序研究の成果との対照のもとになされている点であろう。海陸の研究は平行して進んでいる。白亜系に関する石灰質ナノプランクトン(THIERSTEIN, 1971, 1973)、及び放散虫(PESSAGNO, 1976, 1977)による化石帯区分はその典型的例と見なせるのである。

以上の3種類の微化石と比較すると、量的には及ばぬにせよ、質的には優劣のない成果をあげているのが珪藻化石による化石帯区分である。陸上と深海掘削計画での研究の総合から生れた北西太平洋域に関するKOIZUMI (1973)の区分、深海掘削計画の成果である北東太平洋域のSCHRADER (1973)の区分、同じく赤道太平洋域のBURCKLE (1972)の区分は相前後して提唱されたが、これらは後続の研究促進の基礎となった。そのほか珪質鞭毛藻についても、上部白亜系より新第三系にかけての化石帯区分がMARTINI (1972)はじめ多くの研究者により進められてきている。

この発展においても深海掘削計画の成果が大きく寄与していることは、改めていうまでもない。この計画発足当時、扱われた化石は浮遊性有孔虫など3種類にすぎなかったのが、1978年には15種類にも達していることもその反映の1つと見なされよう。

3. 生層位学的分解能

生層位学の進歩の度合いを具体的に物語るのは、地層

の層序区分に用いられる化石の種類の増加である。また当然のことながら、層序区分の細密化である。生層位学の場合、個々の化石種の層位的分布、あるいはそれらの組み合わせによって層序区分が行われる。化石種の分類が細密化し、またそれらの層位的分布の新しい組み合わせが行われることがあれば、層序は細分され、より細かい地層単位の識別が可能になる。これを光学測定機器における表現にならって層位学的分解とっている。

海成堆積物に関する層位学的分解能は多くの条件によって左右される。しかし、深海掘削計画の進行につれて多数のコアが採取され、かつそれらの研究に多数の研究者が関与した結果、深海底堆積物についての分解能に影響する主要な要因はすでにほぼ明らかになったように思われる。正確な生層序区分をするには、基本的条件として完全で乱れのない連続的堆積物の入手が必要である。ところが、これには人為的にも自然的にも問題がある。まず、これまでの Glomar Challenger 号の掘削結果で明らかのように、連続的にコアを回収するには技術的困難を伴う。また、ことに固結度の低い堆積物の場合、回収されたコアは攪拌されて堆積構造の原型を留めていない。このような難題の一部は静水圧式ピストンコアラ（hydraulic piston corer; 通称 HPC）の開発によって解決を見たが、しかしこれによる掘削可能な深度には今なお限界がある。以上のような人為的要因に加えて、自然的要因も見のがせない。その 1 つは深海堆積物中にしばしば存在する層序の不連続性、すなわち堆積間隙（hiatus）である。この発見はむしろ深海掘削計画の成果として特筆すべきなのであるが、堆積間隙の存在とその意味を考えると、分解能に及ぼす影響は少なくない。また、堆積構造の中に認められる底生動物による底質の攪拌作用（bioturbation）の効果も見のがせない。生物によって混合された堆積物は生層序の究明に当たって障害となるので避けるべきであるが、その影響の及ぶ範囲は堆積速度とのかね合いでできる。現生生物による混合層の厚さは 10 cm 程度といわれるから、5～25 mm/1000 年程度の堆積速度では、わずかな乱れでも分解能に大きく響くことになる。いずれにせよ、試料採取間隔の限界以上に分解能を高めることはできないのである。

分解能にかかわりのある要素として化石自体の問題もある。深海掘削計画では、多数の研究者が航海ごとに交代で生層序研究に従事している。古生物の分類基準に明確さが欠けていると、研究者間で化石種についての概念に不一致が生じ、その結果層序区分に有効であるはずの種の層位的分布も定まらず、対比も不正確になる。また、多種の示準化石—化石帯の指標種のような一が対象とする堆積物の多くの層準から産出するか否かも分解能

にかかわりを持っている。

深海掘削計画の進行によって、プランクトンの微化石による層位学的分解能はどう変化したか。これを具体的に示す興味ある統計結果を MOORE and ROMINE(1981) が発表している。彼らは深海掘削計画の第 1 次航海報告の出版された 1969 年及び 6 年後の 1975 年当時に設定されていた、生層位学的境界（たとえば化石帯の境界）の時代（epoch）当たりの数を出した。それによると、有孔虫の場合では 6 年間に下部白亜系の分解能が向上している。石灰質ナノプランクトンでは、新第三系と白亜系について向上している反面、古第三系については低下している。この低下の原因は、堆積物中での保存状態が不良で、化石帯を広く追跡するのが困難であることに求められている。また放散虫については 1969 年当時白亜系～下部古第三系の正式の化石帯区分が設定されていなかったもので、結果的には著しく向上したといえる。珪藻・珪質鞭毛藻については、放散虫とほぼ同様の傾向が認められる。これらの分解能を絶対年数で表すと、平均 2 Ma である。

以上是个々の種類ごとの分解能の推移であるが、分解能の向上への 1 つの手段は当然これらの総合による生層序区分ということになる。身近な例をあげれば、最近では陸上における同一地質断面で、同一の岩石試料に含まれる多種類の化石の層位的分布を追究する総合的研究が、日本の新第三系の分帯と対比に大きく寄与したことが知られている（土編, 1979, 1981）。異なった種類の化石による生層序の複合には、いろいろの利点をあげることができる。古生物は種類による生態や生息環境の相違によって、生産量がそれぞれ地域的にも、またもっと小規模な環境的にも変動する。更に、骨格や殻を構成する硬組織の化学組成が石灰質であるか珪質であるかによっても、化石の保存状態に差が生ずる。このようにして生じた地域的及び層位的な化石の産状の偏りによる分解能の低下は、多種類の化石を用いることで免れることができよう。

深海掘削計画の進歩に関する先述の統計では、浮遊性有孔虫・石灰質ナノプランクトン・放散虫の 3 種類を組み合わせた場合と、それぞれ単独の場合との生層位学的境界数の比較が行われている。これを見ると 3 者の複合によって分解能は 3 倍とならず、2 倍になっているにすぎない。種類が増加しても、それらの間で境界が共通する場合が意外に多いからである。これは生層位学的境界の本質をよく物語る結果ともいえるであろう。白亜系から新生界にかけての分解能を時代ごとに見てみると（図 1）、組み合わせによって各時代の地層が均等に細分されることにならず、粗の部分は粗のままに残ってい

図1 百万年当たりの生層位学的複合境界数。各時代ごとの平均値を示す。左斜線は1969年, 右斜線は1975年当時の分解能 (MOORE and ROMINE, 1981)

る。一般に分解能は時代をさかのばれば低下するが、これは続成作用の進行、堆積物コアの回収率の低下、堆積間隙の増加などの反映と見なせる。しかし、実際にはこのような一般則からはずれる場合が多々存在している。例えば、第三系では下部始新統や中部中新統では分解能が高く、上部始新統～下部漸新統や上部中新統では低い。

4. 分解能の精度の時代的変動

なぜ生層位学的分解能は時代によって変動するのであろうか。先述の MOORE and ROMINE (1981)はこのことを議論し、新生代における百万年当たりの生層位学的境界数を示したダイヤグラム (前掲, 図1) と、新生代を通じて見られる幾つかの環境要素—海水準, 酸素同位体比, その他一の変動曲線とを比較している。結論的にいうと、彼らは酸素同位体比の時代ごとの変異幅を示したダイヤグラムと境界数のそれとがかなりよく対応し、変異幅が大きいと境界数が増加することを見出して、海洋環境の変動の度合いが分解能と関連しているとした。このことは、近年注目を集めつつある海洋プランクトンの進化と全地球的海洋変動・気候変動との関連性を裏付ける証拠の1つと見なせる。古海洋環境の諸変動要素間の対応についての議論はすでに幾つも行われているが (例えば, FISCHER and ARTHUR, 1977; ARTHUR, 1979), 深海掘削計画の進行に伴い今後更に多数の要素間の関係を吟味する機会に恵まれるであろう。

このような要素として、すでにとり上げられたものとしてはおよそ次のような事項がある。

- a) 酸素同位体比に基づく表層及び底層水温 (DOUGLAS and SAVIN, 1973, 1975; SAVIN et al., 1975; SHACKLETON and KENNETT, 1975; DOUGLAS

and WOODRUFF, 1981)

- b) 海水の層化 (DEGENS and STOFFERS, 1976)
- c) 湧昇 (DIESTER-HAAS and SCHRADER, 1979)
- d) 塩分 (RYAN, 1973; THIERSTEIN and BERGER, 1978)
- e) 炭酸カルシウム補償深度 [CCD] (BERGER, 1970; BERGER and WINTERER, 1974; VAN ANDEL, 1975)
- f) 有機炭素—生物生産量 (THIEDE and VAN ANDEL, 1977; ARTHUR and SCHLANGER, 1979; SCHOLLE and ARTHUR, 1980)
- g) 磷酸塩 (ARTHUR and JENKINS, 1981)
- h) イオウ (CLAYPOOL et al., 1980)
- i) 溶存酸素 (SCHLANGER and JENKINS, 1976; FISCHER and ARTHUR, 1977)
- j) 海水準変動 (VAIL et al., 1977)
- k) 堆積速度 (DAVIS et al., WORSELEY and DAVIS, 1979)
- l) 堆積間隙の発生頻度 (MOORE and HEATH, 1977)
- m) 生物の多様性 (JOIDES, 1982)

以上のような要素のそれぞれはプレートの運動による海陸の分布, 海洋の循環システム, 古生物地理等の変化,あるいはまた氷河活動のような数量化しえない大変動の一面を表現していることが多い。これら個々の要素の変化と生層位学的境界数の変化とを比較して見ると、両者の間で部分的に時期の一致が認められる場合が少なくない。しかし、そのような一致は多数要素間にまたがってなかなか認めにくいのである。このことは要素間の関係が単純モデルで説明できるほど簡単なものでないことを示しているが、また比較に用いた時間尺度の精度にも問題があるように思われる。プランクトンの進化速度や多様性と古環境変動との間には密接な関係があつて、これが時代的に生層位学的分解能の精度に差を生ぜしめたものと現在のところ考えている。

5. 化石帯区分の地域性—古海洋の変動

プランクトン化石による生層位学の発達には、古海洋における水塊の分布などに関する膨大な情報をもたらすことになった。1950年代末ごろの浮遊性有孔虫化石帯区分が発表された当時は、この統一的基準により世界中の海成第三系の対比が可能になったかのような楽天的気分が関係者の間にみちあふれた。しかし化石帯区分と対比が世界的に進行するにつれて、元来低緯度域で設定された化石帯は高緯度域まで追跡できない、高緯度域では別の化石種による別個の化石帯区分を設定せざるをえないという現実と直面することになった。これをプランクト

ンの化石帯区分における地域性 (provincialism) の認識と
いえることができる。

現生のプランクトンの地理的分布を概観すると、群集
の緯度的分化が歴然としている。おおまかにいえば、熱
帯・温帯・寒帯の水塊群にそれぞれ固有の群集組成 (構
成種及びそれらの頻度組成) が見られ、それらの分布は
赤道に平行に地球を取り巻く帯のような形をとっている。
このような気候帯と対応するプランクトンの帯状分布
は現在の海洋の熱的構造をよく反映しているのである
が、地質時代に存在した同様な帯状分布のパターンが時
間とともに伸縮を繰り返したことが化石帯区分の地域性
を通じて帰納される。

JENKINS (1965) は *Globorotalia fohsi* 系列の浮遊性
有孔虫種群の地理的分布を時間的に追跡してゆくと、時
代が下るとともに、祖先型のものより子孫型の分布が緯
度的により局限されてゆくことを論じた。この事実は更
に SAITO (1977) により詳しく究明されている。すなわ
ち DSDP 掘削点289における浮遊性有孔虫殻の酸素同位
体比変動曲線は、中期中新世において水温が低下してゆ
く中で *G. fohsi* 系列の種分化が進行したことを示し(図
2), また分布図上ではこの系列の種群の分布範囲が赤
道方向に向かって段階的に収斂していったことが示され
ている。中緯度域にある日本列島付近では、*G. fohsi* 系
列の末裔に当たる種群は出現せず、低緯度域におけるこ

図2 赤道太平洋西部における底生有孔虫殻の示す
酸素同位体比の変化と *Globorotalia fohsi* 系
列の進化 (SAITO 1977 を一部改作)

図3 大西洋および地中海域における上部新第三系の浮遊性有孔虫化石帯区分の例 (BERGGREN, 1977)

T in my	EPOCH		A T L A N T I C			M E D I T E R R A N E A N			
			T R O P I C A L		TEMPERATE	CITA (1973)	C R E T E		
	SERIES		BERGGREN (1973)	PARKER (1973)	POORE and BERGGREN (1975)		ZACHARIASSE (1975)		
	PLEIST.	E	(N 22)	V	Neogloboquad- rina pachyderma	N 22	(NOT STUDIED)		
2.0	P L I O C E N E	L	PL6	IV	Globorotalia inflata	Globorotalia inflata	Globorotalia inflata		
			PL5			Globigerinoides obliquus extremus			
			PL4						
3.0				PL3	III	Globorotalia crassaformis	Sphaeroidinellops subhiscens	Globorotalia bononiensis	
4.0	E	PL1	PL2	II	Globorotalia puncticulata	Globorotalia margaritae evoluta	Globorota- lia puncticulata	UPPER	
			c					(margari- tae)	
			b						
5.0	M I O C E N E	L	Globo- rotalia margaritae - Globoquadrina dehiscens	I	Globo- rotalia conomiozea	N17	Globo- rotalia conomiozea	ACME	
6.0									Globo- rotalia conomiozea - Globorotalia mediterranea
7.0									Globo- rotalia miozea - Globorotalia conoidea
8.0									

これらの化石帯に相当する層準には別種の化石帯が設定されている(例: *Globorotalia bykovae* Zone (SAITO, 1963); *Globorotalia cf. miozea conoidea* Zone (ODA, 1977))。とはいえ、日本の新第三系の場合、太平洋沿岸域では低緯度域化石帯区分をそのままかなりな部分に適用できる。しかし日本海沿岸域では共通点の少ない別の基準による区分となっている(米谷, 1978)。後者とほぼ同じ状況下にあるのが、南半球にあって日本と対称的位置を占めるニュージーランドの化石帯区分である(JENKINS, 1971)。

全地球的に通用する化石帯区分の体系が、BOLLI, BLOW らをはじめとする研究者たちの努力で一応完成してしまった1970年代に入ってから浮遊性有孔虫生層位学では、地域的区分体系の整備に力が注がれている。前述の米谷の油田地域における区分もその系列の研究の1つであるが、国外では、地中海域(CITA, 1973; ZACHARIASSE, 1975), 大西洋域(POORE and BERGGREN, 1975; BERGGREN, 1977)等の化石帯区分は、主として

深海掘削計画の成果である(図3)。このようにして、プランクトン化石帯区分の地域性についての認識が深まり、低緯度化石帯区分、中高緯度化石帯区分、あるいは大陸や地峡により交流を妨げられた海洋区ごとの化石帯区分など、それぞれの“空間的広がり”の時間的変動を追究することによって、古地理や古海洋が論じられるようになった。

以上のような地域性は、底生・浮遊性種を含めた有孔虫群においては、後期白亜紀にすでに Tethys fauna と Boreal fauna の対立として顕在化していた(BETTENSTADT and WICHER, 1955)。更に浮遊性有孔虫群に限れば、後期白亜紀の古東太平洋における Pacific fauna と Tethyan fauna, 並びに古西大西洋における Boreal fauna と Tethyan fauna の地理区境界の変動が議論されている(DOUGLAS, 1972)。これらの境界の緯度的位置の変化(図4)と石灰質微化石の酸素同位体分析からえられた古水温曲線の変化(DOUGLAS and WOODRUFF, 1981)との間に、明瞭な対応関係が認められる(図5)。

図4 北米大陸周辺海域における白亜紀浮遊性有孔虫群の生物地理区(DOUGLAS, 1972 を編図)

図5 赤道太平洋の DSDP 掘削点より得た石灰質微化石の酸素同位体分析にもとづいた古水温変化。上部の曲線は浮遊性有孔虫及び石灰質ナンノプランクトンによる表層水温，下部のものは底生有孔虫による底層水温 (DOUGLAS and WOODRUFF, 1981)

表1 海洋進化史略【(BERGER, 1981より抜粋)】

三畳紀	大海進の終結 パンゲア大陸存続 パンゲア大陸の北方移動 パンゲア大陸分裂開始
ジュラ紀	大海進（地溝形成による海洋底浅海域の増加） 主要大陸塊はほぼ現在の緯度に位置する（南極大陸・オーストラリア・インド・グリーンランドを除く） パナマ海峡開口：全地球的熱帯循環
前期白亜紀	パナマ経由による大西洋・太平洋の交流開始（初期鮮新世海進の極期まで継続） 南極大陸よりインド大陸分離
後期白亜紀	南極大陸の極への移動 海進極期 海水準低下，大量絶滅
晩新世	オーストラリアと南極大陸分離 海進極期
始新世	南極大陸における氷床増加 海退
漸新世	低温底層水の発達，CCD の低下 海退極期 海進
中新世	赤道太平洋及び北太平洋における生産力の増大開始 水温上昇の極期（熱帯域）

鮮新世	南極大陸氷河完成 全地球的寒冷化 地中海—大西洋—太平洋の短期交流 パナマ海峡閉鎖 北半球の氷河作用開始，CCD の低下 寒冷化と堆積速度の増進
第四紀	主要氷河時代

白亜紀と第三紀の境界において海洋にどのような異変が生じ、またその原因が何であったかは古くから論議の種とされている。最近でも小惑星や隕石の衝突説（例えば ALVAREZ et al., 1980）、北極海からの汽水流出説（GARTNER and KEANY, 1978; THIERSTEIN and BERGER, 1978）その他、幾つもの仮説が提出されて世間をにぎわしたことは耳新しいが、依然として結着はついていない。しかし、化石上の証拠では、多数の浅海底生～浮遊生物が絶滅したにもかかわらず、半深海～深海底生有孔虫が生きのびたことが明らかである。また、境界部に当たる堆積相にも変化があり、薄い粘土層の発達が広域にわたって認められる。更に陸上のみならず、多くの DSDP のコアで明らかになったように、深海底にも堆積間隙が生じている。これらの事実から、白亜紀—第三紀境界の時期—地域により少なくとも50万年くらいのずれがあるが—には、生物起源の堆積物の沈積の休止、炭酸塩の溶解、深層流循環の活発化による浸食、大海退等の現象が広域に発生したことが推定される。

第三紀に移ってからの古海洋の状態は、多くの DSDP

資料に基づく古水温変化の跡からたどることができる。第三紀では時代を下るにつれて表層海流の循環が活発化し、温度躍層が厚化して海水の鉛直混合を制限し、沿岸部における湧昇や深層水の循環が活発化したとが示されている (BERGER, 1981)。初期第三紀では、底層水は今日よりもはるかに暖かく、熱帯域においては表層水温との差が現在の半分程度であった。現在の海洋に近い状態になったのは、約 14Ma になってからである (DOUGLAS and WOODRUFF, 1981; 図 5 参照)。

以上のような古海洋の変遷を年代記の形式にまとめる試みが、近年古海洋研究者間で流行になる気配がある。最近の代表的なものとして BERGER (1981) をあげることができよう。その中の海洋一般に関する部分のみを表 1 に引用する。

生層位学的手法による地域性の追究は、更に個々の海洋区内部にも及んでいる。赤道太平洋域で東西に並んだ DSDP 掘削点において、下部中新統の生層序を詳細に検討したところ (KELLER, 1981), それらに一貫して共通の浮遊性有孔虫化石帯の累重関係が認められる。しかし化石帯における構成種の産出状況はそれぞれの掘削点で異なり、西太平洋にしか出現しない種もある。また、それらに共通する種についてのみ比較してみても (図 6) 全体を通じて一部の種はほぼ同様の頻度で産出しているが、多くの種は変化し、それらの頻度組成は東西方向で顕著に相違している。これは太平洋の東西での水温差によるもので、東太平洋に比し西太平洋は低温であったことを示唆するものである。このようにして、単一の海洋区中での古海洋変遷の状況が東西断面や南北断面の形で復元されるようになった (図 7)。

図 6 初期中新世における赤道太平洋の浮遊性有孔虫種の産出頻度の変化。斜線部は殻の溶解の顕著な部分を示す (KELLER, 1981)

6. 年代層序区分体系と生層序区分体系

深海掘削計画の進行とともに、世界の海洋底の生層序

図7 後期新生代における北太平洋中緯度域の古海況変動。1. 冷水塊；2. 遷移帯水塊；3. 亜熱帯水塊 (KELLER, 1977)

に関する情報が集積され、プランクトン化石の生層序は全地球的規模で急速に検討されていった。しかし、全地球的に適用できる化石帯区分がこれにより完成して、広域対比が可能となろうとも、それがヨーロッパを模式地とする年代層序区分体系とどう対応するのか確定しない限り、確実な基礎に立った年代論の展開は望めない。この問題が浮遊性有孔虫化石帯区分の提唱された当時の懸案であり、直接間接に多くの研究者が解決のため苦心してきているのである。

これに対する正攻法としては、いうまでもなく、西ヨーロッパに設定されている年代層序区分の基本的単位

“階”の、模式層における生層序の研究がある。一連のプランクトン化石の生層序の枠組みの中に、これら模式層を位置づけることである。浮遊性有孔虫化石層序については、BLOW (1959) 以来欧米の研究者の活動が活発であり、また石灰質ナノプランクトンについては、模式層のみならずヨーロッパに散在する他の多くの地層で研究が進められた。珪藻や珪質鞭毛藻についてはまだほとんど分かっていないが、放射虫についてはある程度進行した。しかし、結論から先に述べると、これらの研究は西ヨーロッパの地域性ゆえに予期の成果をあげていない。階の模式層は高緯度の大陸縁域に位置し、浅海性

図8 古第三紀の堆積史の復元図。階の模式層は高海水準時代を代表している
(HARDENBOL and BERGGREN, 1978)

堆積相に富むため、低緯度域の大洋に生息した多様なプランクトン群集は少なくとも連続的には産出しないのである。このような事情は、北西ヨーロッパにおいて復元された古第三紀堆積相の、断面中に位置づけられた階の模式層を見ると理解しやすい(図8)。年代層序区分の基準としての階は、その実質である模式層によって完全に代表されてはいないのである。

連続量としての地質学的時間の区間に対応する年代層序区分単位を、模式層が実質的に代表できないとすると事態は深刻である。このため、国際地質学連合の層位学的分類小委員会では、階を境界模式層で定義するのが最善であるとした(International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy, 1976)。

“階の上・下限の境界模式層は一連の連続的堆積物—海成層が望ましい—の中にあって、両者とも同時的層準として認識しやすく、広く追跡できる化石帯の境界のような明確な標識層準を伴っていなければならない”(同上, p. 71)。

このような手続きはかなり実情に則したものというべきであろう。古第三系のように模式層が断片的である以上、目前の問題がこれによって解決したわけではないが、少なくとも解決への道が開かれたといってよいのである。階の境界が広く追跡できる同時面でなければならないという規定では、時間的対比に有効な多種多様の標識層準を定義に際して採用すれば事足りるのであるが、現実にはプランクトン化石種の進化的出現・絶滅等の

事件をいっそう重視する結果となった。すなわち、生層位学的基準面(datum level, datum plane)によって、年代層序区分を目盛る方向へと進んだのである(図9)。

層位学における基準面という概念が形をととのえたのは1950年代に入ってからである(ALLAN, 1956)。しかしそれに先立って、LEROY (1948) の *Orbulina* surface の提唱が行われている。彼は、一連の石灰質の第三系深海堆積物における浮遊性有孔虫 *Orbulina* の産出層準の最下限の“点”は *Orbulina* surface と名付けるべき時間的基準面を構成すると論じた。このような一連の累重する地層中の特定層準に対して標識を付けることを、米国の研究者達は好んで金の釘(golden spike)を打つといっている。西部開拓時代に鉄道の基点に金の釘を打ち込んだという伝統に由来するものであろう。浮遊性有孔虫化石から発した化石帯区分が他のプランクトン化石によるものへと波及してゆき、それらの区分体系間の対比と総合化が進むにつれて、各種の基準面を総合して一本化した、いわば生物進化という金の釘で目盛られた地質年代の物指し——生物年代学(biochronology; BERGGREN and VAN COUVERING, 1978)が編集されるようになってきた。しかし、これは単なる基準面の総合化だけではない。放射年代学をはじめ、他の多くの物理・化学的手段による層位学に助けられて、可能となったのである。

深海掘削計画とともに急速に発展した層位学の領域として、地震層位学(seismic stratigraphy)、地磁気層位学

図9 新第三紀の時間尺度における模式層の位置と浮遊性有孔虫化石の基準面 (BERGGREN, 1981 より編図)

▲, ▼: 三角形の底辺が種の出現(▲), 消滅(▼)のレベルを表す。三角形印に付けた番号は以下の種を示す。

1. *Globorotalia optima* s.s., 2. *Globorotalia kugleri*, 3. *Globoquadrina dehiscens*, 4. *Globorotalia kugleri*, 5. *Globorotalia zealandica*+*pseudomiozea*, 6. *Globorotalia incognita*, 7. *Catapsydrax dissimilis*+*C. unicavus*, 8. *Globorotalia birnageae*, 9. *Praeorbulina*, 10. *Orbulina suturalis*, 11. *Globorotalia peripheroacuta*, 12. *Globorotalia praefohsi*, 13. *Globorotalia peripheroronda*, 14. *Globorotalia fohsi*, 15. *Globorotalia robusta*+*G. lobata*, 16. *Globigerina nepenthes*, 17. *Globorotalia siakensis*, 18. *Neoglobobulimina acostaensis*, 19. *Globorotalia conomiozea*+*mediterranea*, 20. *Pulleniatina primalis*, 21. *Globorotalia margaritae*, 22. *Globorotalia tumida*, 23. *Globoquadrina dehiscens*, 24. *Globorotalia linguaensis*, 25. *Sphaeroidinella*, 26. *Globorotalia punctulata*, 27. *Globorotalia crassaformis*, 28. *Globigerina nepenthes*, 29. *Globorotalia margaritae*, 30. *Sphaeroidinella dehiscens* s.s., 31. *Sphaeroidinopsis* spp., 32. *Globorotalia multicamerata*, *Globoquadrina altispira*, 33. *Globorotalia miocenica*, 34. *Globorotalia truncatulinoides*, 35. *Globigerinoides fistulosus*

図10 太平洋における安定同位体層序の例 (KEIGWIN, 1979)

表 2 生層位学的分解能の比較

BIOSTRATIGRAPHIC RESOLUTIONS						
CN6-CN15 (~upper Middle Miocene)	FORAMS Berggren	NANNOS Okada & Bukry 1980	RADS Sanfilippo et al. 1978	DIATOMS Koizumi 1979	COMPOSITE	
	1981	1980	1978	1979	Ryan et al. 1974	Vincent 1981
Zone or subzone	14	20	7	8	—	—
Biohorizon	20	20	7	23	32	87
Time duration (Ma)	0.94/Z 0.66/B	0.66/Z 0.66/B	1.88/Z 1.88/B	1.65/Z 0.57/B	— 0.41/B	— 0.15/B

Z: 化石帯; B: 生層位学的基準面 (この場合には, 上下2基準面で仕切られた地層の表す年数を示す)

(magnetostratigraphy), 同位体層位学 (isotope stratigraphy), 炭酸塩層位学 (carbonate stratigraphy) などがあげられる。そしてなかでも年代学の面で寄与しているのは地磁気層位学である。地磁気編年による時間的尺度は, 地磁気層序・生層序・放射年代の3者間の綿密な対照によって生まれた。極性の反転という物理的事件は, 同時面としては最も厳密で信頼度も高い。しかし, 地磁気層序は一般に生層序の仲介なしには対比が不可能であり, かつ極性反転の時期が不規則で間隔に粗密があり, 細密な対比に不都合なことがある。また地磁気層序と放射年代との間では, 直接的対応は第四紀の範囲に限られ, それ以前になればやはり生層序の仲介が必要である。

酸素の安定同位体比 ($\delta^{18}\text{O}$) あるいは炭素の同位体比 ($\delta^{13}\text{C}$) の変動にもとづく層位学も, これら同位体組成を決定する要因をまだ十分に理解するに至っていないにもかかわらず, 全地球的ないし広域の対比に効力を発揮している (図10)。海水の $\delta^{18}\text{O}$ は本質的に地球の水量の関数であり, 海洋の循環の1サイクル (約1000年) の範囲内でこの変動は全地球的に同期である。しかし, 第四紀において見られるような, ひんぱんな大規模変動のパターンは後期鮮新世までであって (SHACKLETON and OPDYKE, 1976), 前期鮮新世以前となると振幅・間隔ともにパターンは変ってしまう (SHACKLETON and KENNETT, 1975)。これを時間的経過にしたがっていいかえると, $\delta^{18}\text{O}$ に対して温度が第一義的に利いていたのが, ある時点で水量の方が物をいう変動期に移ったことを示すと理解される。温度が支配的要因の場合には, はたして $\delta^{18}\text{O}$ 変動が全地球的同期性の基準たりうかどうか疑問視するむきもある (MOORE and ROMINE, 1981)。

石灰質の化石の $\delta^{13}\text{C}$ は海洋の生産力ないし肥沃度, 水塊の層状構造の発達状態, 更に堆積物中の有機物蓄積速度の変化を示す尺度である。遠洋性炭酸塩堆積物と微化石による炭素同位体比層序と $\delta^{13}\text{C}$ の動揺は, 海洋中の酸素の不足量と堆積物中に蓄積される有機炭素量にかかわ

る炭素の動態系における変動を反映している (ARTHUR, 1979)。層位学的手段としての $\delta^{13}\text{C}$ の層位的変動の同期性がどの範囲まで追跡できるかは, 今後の実証的研究が明らかにするであろう。しかし熱帯~中部太平洋にまたがる広域で, 後期中新世 (約6.5 Ma) における0.8‰の減少という顕著な現象が認められていることは大いに期待をいだかせる事実である (KEIGWIN, 1979; 図10)。

さて, 生層序と放射年代との結合により, 今や生層位学的分解能は年数でもって示すことができる。その1例として, 中部中新統~更新統 (石灰質ナンノプランクトン化石帯で CN6~CN15) について, 各種の化石及びそれらの複合の化石帯と生層位学的基準面 (biohorizon) の数と, それによって代表ないし細分された地層の表す平均年数を表示した (表2)。複合の例は, 西ヨーロッパの場合 (RYAN et al., 1974) では地磁気層序との対応関係のみ明らかにされているが, DSDP 第62次航海の場合 (VINCENT, 1981) では同位体層序の一部とも関連づけられている。ここに示した年数の一部は, K-Ar 年代測定法における新しい壊変定数の使用 (STEIGER and JÄGER, 1977) に伴って必要な補正を行っていない。したがって数値の精度に若干不ぞろいな点があるが, これによっても現在の生層位学的分解能の水準を知るには十分である。第四系に関しては更に精度が高められ, 生層序・地磁気層序・酸素同位体層序及び“生物変動層序 (biofluctuation stratigraphy)”の各基準面を合算すると, 百万年当たり62に達し, 1.6万年に1基準面という計算結果が出ている (MOORE and ROMINE, 1981)。ちなみに生物変動層序の基準面とは, 指標種・種群・群集の相対的頻度変化の層準を指すものである。

7. おわりに

深海掘削計画の進行により, 大洋底堆積物の層位学的研究が著しく発展した結果, ほぼ全地球表層に広がる海成堆積岩の層序体系が一本化されうる時代に入った。層

位学の新分野が相ついで台頭して、それらの協同は極めて高精度の対比を可能にし、かつ個々の地域的地質現象・古生物現象に新しい解釈を与えることに成功した。古海洋の歴史の編さんが進められてゆく中で、化石帯の性格は生物進化とその背景である地球環境の変動に規制されていることがより明確となり、自然史の段階的展開を反映した年代層序区分の意義が改めて理解されるようになった。

国際的な深海掘削計画である IPOD は間もなく幕を閉じる。しかし、その後には Glomer Challenger 号に代って、これをはるかに上回る大型の Glomer Explorer 号による長期の掘削計画 (Advanced Ocean Drilling Project; AODP) を国際協力の下で実施しようという案が、IPOD 参加国を中心に練られつつある。この実現の暁には、従来技術的理由により未着手であった水域の掘削も行われることになろう。現在はまだ JOIDES 傘下の組織内での構想にすぎないが、海洋地殻の起源・進化及び造構運動、海成堆積物層の起源と進化、大陸縁辺部の造構的進化、海洋・大気圏・永久凍結圏・生物圏及び磁場の長期変動の原因、掘削孔内での諸測定及び実験というような大項目の下に、多岐にわたる問題点が整理され、それらの解明にとって鍵になる掘削対象水域が論じられている。近い将来において、より多くの日本の研究者がこの大計画に参加することを要請されると思われる。以上、深海掘削計画の進行にあわせて展開した生層位学・年代層位学の分野の動向を展望し、今後の参考に供するものである。

文 献

- ALLAN, R.S. (1956): Proc. 8th Pacific Sci. Cong. (1953), vol. 2, p. 325-423.
- ALVAREZ, L.W., ALVAREZ, W., ASARO, F., and MICHEL, H.V. (1980): *Science*, vol. 208, p. 1095-1108.
- ARTHUR, M.A. (1979): *Rev. Geophys. Space Phys.*, vol. 17, p. 1474-1494.
- and JENKYN, H.C. (1981): *Oceanogr. Acta. Spec. Issue*, p. 83-96.
- and SCHLANGER, M.A. (1979): *AAPG Bull.*, vol. 63, p. 870-885.
- BERGER, W.H. (1970): *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 81, p. 1385-1402.
- (1981): *The Sea*, vol. 7, p. 1437-1519, J. Wiley & Sons.
- and WINTERER, E.L. (1974): *Internat. Assoc. Sediment.*, vol. 1, p. 11-48, Blackwell Sci. Publ.
- BERGGREN, W.A. (1977): *Mar. Micropal.*, vol. 2, p. 265-313.
- (1981): Proc. IGCP-114 Internat. Workshop Pac. Neogene Biostratigraphy, p. 29-60, Working Group IGCP-114.
- and VAN COUVERING, J.A. (1978): *AAPG Studies in Geol.*, no. 6, p. 39-55.
- BETTENSTAEDT, F. and WICHER, C.A. (1955): Proc. 4th World Petroleum Cong., Sect. 1/D, Pap. 5, p. 493-516.
- BLOW, W.H. (1959): *Bull. Amer. Paleont.*, vol. 39, no. 178, 252 pp.
- (1969): Proc. 1st Internat. Conf. Planktonic Microfossils (Geneva), p. 199-422.
- BOLLI, H.M. (1957): *U.S. Natl. Mus. Bull.*, no. 215, p. 97-123.
- (1966): *Bol. Inform. Assoc. Venez. Geol. Min. Petrol.*, vol. 9, no. 1, p. 3-32.
- BUKRY, D. (1973): *Initial Rep. DSDP*, vol. 15, p. 685-703.
- BURCKLE, L.H. (1972): *Nova Hedwigia, Beiht.*, vol. 39, p. 217-249.
- CITA, M.B. (1973): *Initial Rep. DSDP*, vol. 13, p. 1343-1375.
- CLAYPOOL, G.E., HOLSTER, W.T., KAPLAN, I.R., SAKAI, H., and ZAK, I. (1980): *Chem. Geol.*, vol. 28, p. 199-260.
- DAVIS, T.A., HAY, W.H., SOUTHAM, J.R., and WORSLEY, T.R. (1979): *Science*, vol. 197, p. 53-55.
- DEGENS, E.T. and STOFFERS, P. (1976): *Nature*, vol. 263, p. 22-27.
- DIESTER-HAAS, L. and SCHRADER, H.J. (1979): *Mar. Geol.*, vol. 29, p. 39-53.
- DOUGLAS, R.G. (1972): *Jour. Foram. Res.*, vol. 2, p. 14-34.
- and SAVIN, S.M. (1973): *Initial Rep. DSDP*, vol. 17, p. 591-605.
- and — (1975): *Initial Rep. DSDP*, vol. 32, p. 509-520.
- and WOODRUFF, F. (1981): *The Sea*, vol. 7, p. 1233-1327, J. Wiley & Sons.
- FISCHER, A.G. and ARTHUR, M.A. (1977): *SEPM Spec. Publ.*, no. 25, p. 19-50.
- GARTNER, S. and KEANY, J. (1978): *Geology*, vol. 6, p. 708-712.
- HARDENBOL, J. and BERGGREN, W.A. (1978): *AAPG Studies in Geol.*, no. 6, p. 213-234.

- International Subcommittee on Stratigraphic Classification of IUGS Commission on Stratigraphy (1976): International Geologic Guide, J. Wiley & Sons.
- JENKINS, D.G. (1965): *Micropaleont.*, vol. 11, p. 265-277.
- (1971): *N.Z. Geol. Survey, Paleont. Bull.*, 42, 278 pp.
- JOIDES (1982): Reports of the Conference on Scientific Ocean Drilling, JOI, Inc., 112 pp.
- KEIGWIN, L.D., Jr. (1979): *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 45, p. 361-382.
- KELLER, G. (1977): *Mar. Micropaleont.*, vol. 4, p. 159-172.
- (1981): *Mar. Micropaleont.*, vol. 6, p. 269-295.
- KOIZUMI, I. (1973): *Initial Rep. DSDP*, vol. 19, p. 805-855.
- LEROY, L.W. (1948): *Jour. Paleont.*, vol. 22, p. 500-508.
- 米谷盛寿郎 (1978): 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集) p. 35-60, 池辺教授退官記念事業会.
- MARTINI, E. (1971): Proc. 2nd Planktonic Conf. (Rome), p. 739-785.
- (1972): *Senckenberg. Lethaea*, Bd. 53, p. 119-122.
- MOORE, T.C. and HEATH, G.R. (1979): *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 37, p. 71-80.
- MOORE, T.C., Jr. and ROMINE, K. (1981): *SEPM Spec. Publ.*, no. 32, p. 317-334.
- ODA, M. (1977): *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 48, no. 1, p. 1-72.
- OKADA, H. and BUKRY, D. (1980): *Mar. Micropaleont.*, vol. 5, p. 321-325.
- PESSAGNO, E.A., Jr. (1976): *Micropaleont. Spec. Pap.*, no. 2, 95 pp.
- (1977): *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ.*, no. 15, 87 pp.
- POORE, R.Z. and BERGGREN, W.A. (1975): *Jour. Foram. Res.*, vol. 5, p. 270-293.
- RIEDEL, W.R. and SANFILIPPO, A. (1970): *Initial Rep. DSDP*, vol. 4, p. 503-575.
- and — (1978): *Micropaleont.*, vol. 24, p. 61-96.
- RYAN, W.B.F. (1973): Messinian Events in the Mediterranean (ed. C.W. DROOGER), p. 26-38, Kon. Nedl. Akad. Wetensch.
- , CITA, M.B., RAWSON, M.D., BURCKLE, L.H., and SAITO, T. (1974): *Riv. Ital. Paleont.*, vol. 80, p. 631-688.
- SAITO, T. (1963): *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 36, no. 2, p. 123-209.
- (1977): Proc. 1st Internat. Cong. Pac. Neogene Stratigraphy, p. 61-80, Regional Com. Pac. Neogene Stratigraphy.
- SAVIN, S.L., DOUGLAS, R.G., and STEHLI, F.G. (1975): *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 86, p. 1499-1510.
- SCHLANGER, S.O. and JENKINS, H.C. (1976): *Geol. Mijnb.*, vol. 55, p. 179-184.
- SCHOLLE, P.A. and ARTHUR, M.A. (1980): *AAPG Bull.*, vol. 64, p. 67-87.
- SCHRADER, H.-J. (1973): *Initial Rep. DSDP*, vol. 18, p. 673-797.
- SHACKLETON, N.J. and KENNETT, J.P. (1975): *Initial Rep. DSDP*, vol. 29, p. 743-755.
- and OPDYKE, N.D. (1976): *Geol. Soc. Am., Mem.* 145, p. 449-464.
- STEIGER, R.H. and JÄGER, E. (1977): *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 36, p. 359-362.
- THIEDE, J. and VAN ANDEL, Tj.H. (1977): *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 33, p. 301-309.
- THIERSTEIN, H.R. (1971): *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 64, p. 459-488.
- (1973): *Abh. Geol. Bundesanst. (Wien)*, Bd. 29, 52 pp.
- and BERGER, W.H. (1978): *Nature*, vol. 276, p. 461-464.
- 土隆一 (編) (1979): 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料. IGCP-114 Natl. Working Group Japan.
- (1981): 同上 [続編]. IGCP-114 Natl. Working Group Japan.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M., Jr. and THOMPSON, S., III (1977): *AAPG Mem.* 26, p. 63-81.
- VAN ANDEL, Tj.H. (1975): *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 26, p. 187-195.
- VINCENT, E. (1981): *Initial Rep. DSDP*, vol. 62, p. 571-606.
- WORSELEY, T.R. and DAVIS, T.A. (1979): *Science*, vol. 203, p. 455-456.
- ZACHARIASSE, W.J. (1975): *Utrecht Micropaleont. Bull.*, vol. 11, 171 pp.