総 説

堆積物中に記録された周期性を利用した年代層序の可能性*

辻 隆司**・宮田雄一郎***・中水 勝****

(Received September 22, 1998; accepted November 26, 1998)

High-resolution chronostratigraphy based on cyclic sedimentation

Takashi Tsuji, Yuichiro Miyata and Masaru Nakamizu

Abstract: Cyclic lithologic changes in sediments can be used as a chronometer spanning 1/2 day through 100,000 of years in the geological column. Here we review some examples of cyclic sediments, related to tidal currents, seasonal changes, and glacio-eustasy. Particular attention is paid to the oxygen isotope study of turbidites of the Otadai and Umegase Formations drilled through by the study well TR-3, Boso Peninsula. The data clearly demonstrate that the sedimentation of turbidites was closely related to glacio-eustatic changes.

All these examples of sediment cyclicity are controlled by constant, cyclic movements of astronomical bodies. Therefore, their signatures in sediments should be very stable through time. For this reason, each astronomically-induced cyclicity in sediments represents a definite time interval, which is useful for high-resolution chronostratigraphy. For example, fluctuations in oxygen isotope data from deep-sea pelagic sediments can be interpreted as an end result of astronomically-induced cyclicity of various origin. Recognition of these cyclicities provides a tool for sequential dating of the sediments. This article reviews the sequential dating of the TR-3 by determining the interval sedimentation rates. For this calculation, TR-3 oxygen isotope records were correlated to those of DSDP Site 607 which were well interpreted in terms of the astrochronologic method.

Key words: Umegase Formation, Otadai Formation, turbidite, oxygen isotope, glacio-eustasy, high-resolution stratigraphy

1. はじめに

年代層序は、一般には放射性同位体の壊変、古生物の

進化に基づいて組み立てられている。ここではこれらに頼らないで、岩相変化の周期性に基づいて時間軸を設定する可能性を探る。繰り返して起こる変化に基づくという意味では、底生有孔虫や花粉など環境変化を反映した化石に基づく層序や磁場の変動に基づく古地磁気層序と、これから述べる年代層序とは同質のものと言えるのかもしれない。

堆積物の岩相変化の周期性は古くから認められており、夾炭層で提唱されたサイクロセムはその代表的なものである。また最近では、地質記録から読みとれる周期について優れた入門書が出版されている。「リズムカルな地球の変動」(増田, 1993 a) や「縞々学」(川上, 1995) では、20億年の隕石孔形成周期に始まり、半日の潮汐周期までのさまざまな事例が紹介されている。堆積物中に周期が記録される大きな要因は、堆積システムの

* 平成10年 6 月 2 日, 平成10年度石油技術協会春季講演会 地質・探鉱部門シンポジウム「年代層序の多様化と石油探鉱への応用」にて講演 This paper was presented at the 1998 JAPT Geology and Exploration Symposium entitled "Diversified chronostratigraphic tools and their application to petroleum exploration" held in Sapporo, Hokkaido, Japan, June 2, 1998.

** 石油資源開発株式会社技術研究所 JAPEx Research Center, Japan Petroleum Exploration Co., Ltd.

*** 山口大学理学部 Faculty of Science, Yamaguchi University

**** 石油公団石油開発技術センター Japan National Oil Corporation, Technology Research Center

変化に周期性があるということである。したがって、堆積システムの変化の周期性と岩相変化との関係が明らかになれば、岩相変化の周期性に基づいて時間軸が設定できることになる。

今回、このような例として、周期が短く現世堆積物で確かめることができるのを紹介する。また、現世堆積物では確かめることはできないが、多くのデータからその周期性が確認されている氷河性海水準変動についても言及する。さらに、後者の研究の一例として、石油公団石油開発技術センターが房総半島の上総層群を対象として実施した研究を紹介する。

2. 堆積物中に記録された周期性

堆積物中の周期性は、一般に堆積粒子の種類や粒度などが周期的に変化することで形成されている。粒子の粒度や種類の変化は、直接的には河川での流れや、海洋での波、海流、潮汐流などのさまざまな営力に、また生物の繁殖などの生態に支配される。また、海水準変動はこれらの現象の及ぶ範囲を間接的に規制する。ここでは営力に周期性がある例として潮汐流、生物の繁殖に周期性をもたらす例として季節変化を挙げる。また、海水準変動の例として氷河性海水準変動を挙げ、それぞれに対応した堆積物について紹介する。

2.1 潮汐に関連した堆積物（潮流堆積物）

潮流は潮汐に伴う流れで、その流速が砂を運搬できる値を超えると、砂が運ばれ堆積する。また、上げ潮・下げ潮の境目には流れが停滞し、泥が堆積する。その結果、砂泥互層が形成される。このとき上げ潮・下げ潮のいずれかのみで砂が堆積するなら、砂が堆積する周期は干満の周期と一致する。干潮・満潮は主に月からの引力で生じ、月に向かう側とその反対側で満潮になる。このため、地球が1回自転する間に、2回の干満が起こるが、その周期は12.5時間である。この周期が12時間ではないのは、月の公転とその方向が地球の自転方向と一致していることによる。干満の潮差は太陽、月、地球の位置関係に伴って変動し、おおよそ満月と新月の時に、すなわち太陽、月、地球がほぼ一直線上に並んだ時に大潮となる。また半月の時には小潮となり、大潮から大潮、小潮から小潮の周期は14.8日である。大潮時には潮位差が大きく、潮流のエネルギーが大きくなるので、干潮・満潮に対応した堆積物は厚く堆積する。干満どちらかの卓越した潮流で堆積した堆積物を、潮汐バンドル (Visser, 1990) と呼び、この厚さの変化を表したのが図1である。この図から大潮・小潮の周期を読み取ることができる。

このように、潮汐堆積物中には12.5時間と14.8日の2

図1 潮汐バンドルの厚さの変化 (Visser, 1990 を一部改変)

図2 大分県更新統野上層の縞状珪藻土 (宮田ほか, 1997を一部改変)

種類の周期を読み取ることが可能である。なお、このような堆積物の研究から大潮、小潮の周期に含まれる干満の数が地質時代を通じて減少していることが知られており、この要因として地球の自転速度が徐々に遅くなっていることが示唆されている (増田, 1993b)。

2.2 季節変化に関連した堆積物（縞状珪藻土）

生物の繁殖はふつう季節変化に支配され、その周期は1年である。このような変化を反映したと考えられる堆積物に、縞状珪藻土がある。大分県の更新統野上層の湖成縞状珪藻土は、厚さ数 mm の明暗の縞模様を示す。宮田ほか (1997) はこの珪藻土が3種類の浮遊性珪藻から構成され碎屑物をほとんど含んでいないこと、さらに明色縞は3種類の珪藻のうち2種が卓越し、暗色縞はそれら以外の1種のみからなることを明らかにした (図2)。これらの珪藻は種類ごとに繁殖する季節が異なり、それぞれ1年周期で繁殖する。このことから、彼らは暗色縞と明色縞の1セットで1年間を表していると解釈した。すなわち、この縞状珪藻土は年縞を示していることになる。

2.3 氷河性海水準変動に関連した堆積物

2.3.1 氷期・間氷期の認定とその周期性

過去の氷期・間氷期の周期は、深海底に堆積した遠洋性堆積物に含まれる石灰質有孔虫の殻に記録された酸素同位体比の変動から推定されてきた (Hays *et al.*, 1976 など)。酸素には ^{18}O 、 ^{17}O 、 ^{16}O の3つの安定同位体があり、海水中にはそれぞれ99.76%、0.04%、0.20%の割合で存在する。すなわち、海水は主に ^{18}O からなる重い水と、 ^{16}O からなる軽い水から構成されている。このうち、氷床には軽い水がトラップされる傾向にある。このため、氷床が成長することで海水準が低くなる氷期には海水は重く、逆に氷床が衰弱することで海水準が高くなる間氷期には海水は軽くなる (Shackleton, 1967 など)。この場合、第四紀の範囲では水の総量は一定と見なしてよいと考えられている (阿部, 1996) ことを前提としている。石灰質有孔虫は海水を使って石灰質の殻を形成するが、このとき海水温が低いと、有孔虫殻にはより多くの ^{18}O が取り込まれる。氷期には海水は重くなると同時に海水温も下がるので、両方の要因から有孔虫殻の $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比は大きくなり、間氷期にはこの逆となる (増田, 1990)。ただし、酸素同位体比の変動量における海水温の影響はふつう小さく、例えば、最終氷期と現在との有孔虫殻の同位体比の差は後述するように1.8%であるが、このうち海水温の変化によるものは0.5%程度である (Chappell and Shackleton, 1986)。

遠洋性堆積物の堆積速度は非常に遅いため、精度は劣るものの短い掘削区間で長い期間の酸素同位体比変動の記録 (酸素同位体比カーブ) が得られる。このような酸素同位体比カーブと、流水によって遠洋に運ばれたと推定される陸源碎屑物の含有量が増加する時期および気候の変動幅が増大する時期との相関から、現在まで続く全地球的な氷期・間氷期の繰り返しが始まったのは2.5 Maと考えられている (阿部, 1996)。そして、この繰り返し周期は2.5 Ma から1.2 Ma までは4.1万年周期、0.7 Ma以降は10万年周期を示し、これらの間の1.2 Ma から0.7 Ma まではこれらの移行期と見なされている (阿部, 1996)。したがって、少なくとも2.5 Ma以降では酸素同位体比から氷河性海水準変動が認定できると言えるであろう。

なお、ここで有孔虫殻の酸素同位体比変動の応答には、氷床量の変動からの遅れがある可能性について言及しておく。この遅れは氷床が融解してから、その融解水が対象とする海域に至るまでの時間差により生じることが予想されるものである。したがって、この応答の遅れの大きさは海域ごとに異なるであろうが、その最大値は氷床の融解水が海洋全域に行き渡る時間からおおよそ見積もることができると考えられる。海水はブロッカーのコンベアベルトと呼ばれる道筋に沿って世界の海を循環

していると言われており (Broecker, 1991)、深層水がグリーンランド沖で形成されて北太平洋に達するまで2000年ほど要する (角皆・乗木, 1983)。したがって、海水がこのベルトを一周するのに要する時間はその倍の4000年程度と予想できる。しかしながら、このような海洋循環は間氷期のもので、氷期には違った形で循環していたと予想される (増田, 1996)。したがって、今後詳しい検討をする必要があるが、ここでは氷期においてもその循環に要する時間はあまり変わらないとし、この応答の遅れは最大で4000年程度と考えることにする。一般に、酸素同位体比カーブと堆積物を化石年代などを基準として対比する場合には、この程度の遅れは年代値の誤差を考えるとほとんど無視できる。ただし、後述するような研究対象層で産した有孔虫殻から直接求めた酸素同位体比と岩相変化との細かな対応関係を考える場合には無視できない量である。

2.3.2 氷河性海水準変動が堆積相に及ぼす影響

氷河性海水準変動がどの領域の堆積相に影響を与えるかは、海水準の変動幅に支配される。1.8万年前の最終氷期最盛期と現在との海水準の変動幅はこれまで詳しく研究されており、120mと推定されている (Bard *et al.*, 1990)。そして、この時の酸素同位体比の変動量はある酸素同位体比カーブ (Raymo *et al.*, 1997a, b) によると1.8%である。この関係を用い、この酸素同位体比カーブ (Raymo *et al.*, 1997a) に示されている1.7 Ma以降のデータをもとにして、この期間の氷河性海水準変動量を推測する。このとき、氷床と海水温の両者の変動幅の比、海の平均深度、海水に対する氷床の酸素同位体比などが一定であると仮定する。そうすると、この時期の氷河性海水準変動の規模は70 m から130 m 程度となる。すなわち、氷期には陸棚の半分程度が露出することになり、氷河性海水準変動が陸棚上の堆積相に影響を及ぼすのは明らかであると考えられる。また、Vail *et al.* (1991) などを代表とするシーケンス層序学モデルではこの影響は、深海域の堆積相にまで及んでいると考えている。

ここでは陸棚域と深海域に分けて、堆積物の岩相変化における氷河性海水準変動の影響を考えることにする。

2.3.3 氷河性海水準変動に関連して堆積した陸棚域の碎屑性堆積物

古くから氷河性海水準変動に関連した堆積物として研究されているものに沖積層がある。井関 (1962, 1983) は各地域の沖積層の層序はほぼ共通しており、これらが共通した海水準変動に起因することを指摘した。その後、沖積層は濃尾平野 (海津, 1979, 1994)、小櫃川低地 (Saito, 1995)、霞ヶ浦・鹿島低地 (Saito, 1995) な

どで、堆積相の分布と堆積年代が綿密に調査された。その結果、最終氷期の最大海水準低下期に形成された谷が海水準の上昇に伴い埋積され、縄文海進時に水深数十mの最も深い海になり、その後の海水準高位安定期にデルタの前進とともに埋積されるという沖積層の詳細な堆積史が明らかになった(図3)。これは井関(1962, 1983)の考えを基本的に支持している。また、Suter *et al.* (1987)やCarey *et al.* (1998)などは震探断面を解釈し、最終氷期最盛期に陸棚全域に形成された削斜面を、それ以降の海進に伴う堆積物が覆っていることを示した。すなわち、これらの研究結果は最終氷期以降の海水準変動が、陸棚全域の堆積相分布に影響を及ぼしたことを示している。

これより古い時代の陸棚堆積物の岩相変化も、氷河性海水準変動に対応して周期性を示すことが明らかにされている。その例として、下総層群(町田ほか, 1980; 増田, 1988; 徳橋・近藤, 1989; 岡崎ほか, 1997; 西川・伊藤, 1997)、大桑層(北村, 1994)、魚沼層群(ト部ほか, 1995)、大阪層群(増田, 1992)の研究などがある。この中で大桑層は、後述する上総層群のタービダイトと堆積年代が共通しており、深海域での堆積作用との比較を考えるうえでも重要である。北村(1994, 1996)によると、大桑層は主として内側陸棚での堆積物で、基底がラビンメント面で境される堆積シーケンスの重なりからなる。そして、各堆積シーケンスは下部から上部へ、貝化石密集層、淘汰のよい細粒砂層、泥がちな極細粒～細粒砂層、淘汰のよい細粒砂層の順に重なる。ここに、含まれる貝化石に基づく古環境解析によると、各堆積シー

ケンスは氷河性海水準変動と密接に関連するとし、暖流系貝化石出現層準を最大海氾濫面、またラビンメント面をシーケンス境界と解釈している。すなわち、これらの最大海氾濫面とシーケンス境界の出現は氷河性海水準変動の周期に対応していることになる。そして、これらの堆積シーケンスの解釈結果を石灰質ナノ化石、古地磁気層序から求められる年代データを基準として、酸素同位体比カーブに対比している(図4)。ただし、これら年代データは常にある程度の誤差を含んでいるし、しかも限られた層準でしか得られない。したがって、各堆積シーケンスと海水準変動の対応はシーケンス層序学の堆積モデル(Vail *et al.*, 1991など)を参考にした解釈に沿って行われている。

油田地帯では、荒戸・保柳(1995)が新潟堆積盆における第四系の陸棚斜面から浅海の堆積物に12の堆積サイクルを認め、これらが氷河性海水準変動の反映であると解釈して矛盾はないとしている。さらに、メキシコ湾の陸棚堆積物では0.8 Ma以降の最大海氾濫面とシーケンス境界は基本的に氷河性海水準変動に関連して形成されていると解釈されており(Lamb *et al.*, 1987)、それらの出現周期はおおよそ10万年とされている(Wornardt and Vail, 1991; Raymond and Stampfli, 1997)。

海水準変動と堆積物とのより細かな対応関係を明確にするためには、堆積相とは独立した海水準の指標である酸素同位体比を、研究対象とする堆積物で直接求めればよいと考えられる。ところが、このような手法による研究例は少ない。その中で、Okada and Niitsuma(1989)は、Ito and Katsura(1992)が陸棚～陸棚縁辺

図3 沖積層の堆積シーケンスと同時面—小櫃川デルタの例— (Saito, 1995 を一部改変)

図4 更新統の水河性海水準変動に対応した堆積物—大桑層の例—（北村，1996を一部改変）

貝化石群集のうち，△は寒流系群集と推定される絶滅種，○は寒流系群集，●は暖流系群集を示す。中央の柱状図の網掛けの区間は暖流系群集が産出する層準を示す。

域の堆積物とした上総層群の国本層～笠森層に含まれる有孔虫化石の酸素同位体比を明らかにした。彼らの主目的は古地磁気の研究であるため、酸素同位体比と岩相との細かな対応関係の考察はなされてはいないものの、酸素同位体比の大きい時期、すなわち氷期に砂質堆積物が頻繁に堆積していることが示されている。

2.3.4 氷河性海水準変動に関連した深海域の碎屑性堆積物

ここでは深海域の堆積物として、特に日本国内で多くの油田の貯留層となっているタービダイトを取り上げる。タービダイトの堆積と氷河性海水準変動の関係については、国内でも上総層群（増田ほか，1989；Okada and Niitsuma, 1989；Ito and Katsura, 1992）、掛川層群（Sakai and Masuda, 1995）などの研究がある。増田ほか（1989）、Ito and Katsura（1992）、Sakai and Masuda（1995）は酸素同位体比カーブをFT年代や石灰質ナノ化石データに基づいて岩相柱状図に対比し、

酸素同位体比カーブの周期と岩相変化の周期が一致しているとした。そして、彼らはこれらのタービダイトの堆積が氷河性海水準変動に規制されていると解釈した。また、メキシコ湾油田地帯では、前述した氷河性海水準変動に関連するシーケンス境界を陸棚斜面～深海底にかけてのタービダイト中に追跡している（Feeley *et al.*, 1990；Weimer *et al.*, 1998など）。このうち Feeley *et al.*（1990）はこれらのシーケンス境界の形成を酸素同位体比カーブと対応づけて解釈している。氷河性海水準変動とタービダイトの堆積を細かく対応づけたのは、Schamugam *et al.*（1985）である。彼らは、ベンガル海底扇状地、インダス海底扇状地、ミシシッピ海底扇状地、アマゾン海底扇状地、アストリア海底扇状地の最終間氷期以降の堆積物についてまとめ、低海水準期にはタービダイトが堆積し、高海水準期には遠洋成堆積物が堆積していることを示した。ただし、この研究で示された低海水準期は一度だけであるので、彼らはこの関係の

普遍性を明らかにするには至っていない。前出の Okada and Niitsuma (1989) は, Ito and Katsura (1992) が深海域での堆積物とした上総層群の大田代層～梅ヶ瀬層についても, 含まれる有孔虫化石の酸素同位体比を明らかにした。ただし, この層準では分析個数が少なく, 酸素同位体比変動と岩相変化との関係は明瞭にはなっていない。

石油公団石油開発技術センターでは, Okada and Niitsuma (1989) と同様に研究対象とする地層に含まれる有孔虫化石の酸素同位体比を明らかにし, それと岩相を対応づけることで, タービダイトが堆積したタイミングと海水準変動との関係の研究を行った (石油公団, 1996)。石油公団の研究が彼らの研究に比べて有利な点は, 坑井 (TR-3) を掘削し, コアを採取したことにある。コアからは露頭で得られる試料に比べて, 保存のよい有孔虫化石を連続的に得ることができた。さらに, タービダイト堆積相の物理検層記録も取得している。

TR-3 は房総半島中央部養老川近傍で掘削され (図5), 上総層群の梅ヶ瀬層下部から大田代層中部までの区間で全長351mの連続コアが採取された。コアはタービダイト成砂岩と半遠洋成泥岩の互層からなり, 火山灰層を挟在する (図6)。このうち半遠洋性泥岩のみを累積した厚さは108mである。このコアの層準を特定するために, 火山灰層の同定を肉眼観察と含有する鉱物の屈折率に基づいて行い, さらに古地磁気分析, 石灰質ナノ化石分析を行った。その結果, この層準は火山灰層序のほぼ O1 から O16 までの層準 (三梨ほか, 1959) であり, 古地磁気層序の Jaramillo 亜期の中層準を含むことが分かった (図6)。半遠洋成泥岩に含まれる底生有孔

虫化石を122層準で採集し, それぞれの層準で1つないしは複数の酸素同位体比のデータを得た (図6)。まず, TR-3 のような前弧海盆で得られたデータが水河性海水準変動を反映しているのかを, ODP など得られた遠洋性堆積物での酸素同位体比カーブと比較することにより検討する。それは, 酸素同位体比が地域的な海水温の変動や陸水の影響, さらに続成過程で生成した方解石の影響を被っている可能性があるからである。図7と図8では, 遠洋性堆積物での酸素同位体比カーブと比較しやすいように, TR-3 の柱状図からタービダイト成砂岩や火山灰層を除外した。それは, これらの堆積速度が半遠洋性泥岩に比べて極端に大きいと考えられるからである。半遠洋性泥岩のみを累積した厚さを半遠洋性泥岩累積深度とし, これを第一次近似の時間軸として酸素同位体比を示した。この酸素同位体比変動を, Jaramillo 亜期を基準としてこれまでに報告されている遠洋性堆積物の酸素同位体比カーブ (DSDP Site 607) と対比すると, 両者はよく一致している (図8)。すなわち, 海水温と陸水の影響がTR-3と遠洋性堆積物の間で異なっているとは判断されない。遠洋性堆積物の酸素同位体比カーブは前述したように氷床量を反映していると考えられることから, TR-3 で得られた酸素同位体比の変動は水河性海水準変動を反映していると判断できる。したがって, 図6または図7から半遠洋成泥岩が卓越する層準は酸素同位体比が小さく海水準が高い時期に, タービダイト成砂岩が卓越する層準は酸素同位体比が大きく海水準が低い時期に対応していることが読み取れる。さらに, このことはタービダイト成砂岩の堆積に構造運動の効果がほとんどなかったことを示していると考えられる。また,

図5 石油公団石油開発技術センターの研究井 TR-3 の掘削位置

図6 TR-3の岩相層序、物理検層記録、古地磁気層序、底生有孔虫の酸素同位体比

上総層群の大田代層と梅ヶ瀬層とでは後者が全体として砂質ではあるが、堆積システム、分布様式は全層準を通じて変化していない（三梨ほか，1959）。したがって、増田ほか（1989）や Ito and Katsura（1992）が指摘したとおり、上総層群のタービダイト層準の岩相は海水準と連動している可能性が高い。すなわち、対象とする

図7 TR-3のタービダイト成砂岩の厚さと酸素同位体比

タービダイト層準が堆積した時期の水河性海水準変動の周期が分かれば、岩相変化の周期性に基づいて時間軸を設定することが可能となる場合がある。

3. より細かな年代軸の設定とTR-3におけるタービダイト成砂岩の層厚変化の要因

これまで紹介した堆積物中に認められる周期は、元をたどればすべて天体の運行に起因するものである。

潮汐堆積物をもたらす引力の大きさの変化は月、地球、太陽の位置関係、年縞をもたらす季節変化は地球、太陽の位置関係に起因している。また、氷河性海水準変動をもたらす氷床の消長は、地球軌道要素の変動がもたらす地球への日射量の変動に起因するとされている（Milankovitch, 1941）。この地球軌道要素の変動周期は一般にミランコビッチ周期と呼ばれ、41万年、10万年、4.1万年、2.3万年、1.9万年の周期がある。このような天体運動に規制された周期は正確なものであり、堆積物に記録されたこれらの周期を読み取ることができれば、堆積物中に正確で等しい年代間隔の目盛りを設定することができる。

このような天体の運行に規制された周期のうち、特に地球軌道要素の変動周期を用いて細かく年代を決定する方法が盛んに試みられており（Imbrie *et al.*, 1984; Shackleton *et al.*, 1990など）、astrochronology（軌道

図8 TR-3の酸素同位体比の時系列化

a: TR-3の酸素同位体比変動を半遠洋性泥岩の累積層厚に対して示したものの。b: 軌道要素年代学で年代軸が設定されている Site 607 の酸素同位体比カーブ (Raymo *et al.*, 1997)。c: 年代軸を設定した TR-3の酸素同位体比変動。

TR-3の酸素同位体比変動の年代軸の設定は、年代軸が設定されている Site 607 の酸素同位体比カーブ (Raymo *et al.*, 1997) との対比に基づいており、そこで対比された各層準に年代値 (a と b の間の対比線上の数字) を入れ、それらの年代値間の半遠洋性泥岩の堆積速度を算出することで全体の年代軸を設定した。

要素年代学; 岡田, 1998) と呼ばれている。この方法が編み出されたのは、遠洋性堆積物の酸素同位体比カーブにミランコビッチ周期と同じ周期が卓越して含まれることが明らかになった (Hays *et al.*, 1976) ことによる。地球軌道要素の変動は太陽系の他の惑星からの引力の変動などから、現在から過去にさかのぼって計算することができる (阿部, 1996)。そして、酸素同位体比は地球軌道要素の変動を反映しているものであるということを前提とし、対象とする年代の地球軌道要素の変動を算出し、その変動と酸素同位体比カーブから抽出したそれと同じ周期を持つ変動を同調させることで時間軸を設定す

るわけである (Imbrie *et al.*, 1984; Shackleton *et al.*, 1990など)。この時間軸の設定は一般に100年単位の細かさで行われている。

この軌道要素年代学を TR-3 に適用するためには、得られた酸素同位体比変動を周波数解析する必要がある。ただし、TR-3 で掘削した深度区間すなわち堆積期間は短く、信頼性のある周波数解析結果を得ることができない。そこで、すでに軌道要素年代学の手法で細かく時間軸が設定されている酸素同位体比カーブと対比することで、TR-3 で得られた酸素同位体比変動への細かな時間軸の設定を試みた。なお、前述したように有孔虫殻の酸

酸素同位体比の変動は全海域で同時に起こらず、それを規制する変動からの遅れが海域ごとに異なることが推測されるが、ここではそのような遅れについては考慮していない。

軌道要素年代学に基づいて時間軸が設定されている酸素同位体比カーブとして、北大西洋の中央部で実施された DSDP の Site 607 の結果 (Raymo *et al.*, 1997a) を使用した。遠洋性堆積物の酸素同位体比カーブの中で TR-3 と同層準で、かつ酸素同位体比カーブとともに古地磁気データが得られているものは Site 607 以外にないからである。そこで、まず Site 607 のカーブと TR-3 で得られたカーブを Jaramillo 亜期を基準に対比し、さらに Site 607 のカーブで各ピークの層準および隣り合ったピークの中間値を示す層準、さらに特徴的なカーブを示す層準の年代を読み取り、それらに対応する点を TR-3 で得られたカーブで認定し、それらの層準の年代値を得た (図 8a と b)。そして、得られた各年代間での半遠洋性泥岩の堆積速度を求めて、TR-3 の全層準で時間軸を設定した (図 8c)。各年代間の堆積速度は直線補間、曲線補間して求めたが、これらはいずれも同様の傾向を示した。

図 9 には、曲線補間で求めた時間軸に基づくタービダ

イト成砂岩、半遠洋性泥岩の堆積速度の変化を示す。タービダイト成砂岩の堆積速度は低海水準期に速く、酸素同位体比が最も大きい時期の 1 万数千年前から速くなり始める。このタービダイト成砂岩の堆積速度が速くなるのは、図 7 と酸素同位体比カーブを基準として比較すると分かるように、タービダイト成砂岩が厚くなるのと連動している。また、これまでほぼ一定とされることが多かった半遠洋性泥岩の堆積速度にも 5 倍程度の変化が認められる。

ここで、これまでの結果から考えられる TR-3 でのタービダイト成砂岩の堆積速度または厚さが変化する要因について述べておく。これまで見てきたタービダイト成砂岩の堆積速度または厚さの変化は酸素同位体比変動と連動しており、しかも構造運動の影響をほとんど受けていないと判断していることから、この要因として、1) 氷河性海水準変動の低下が陸棚上の海底谷や陸棚縁辺部と海岸との距離を短くし陸源碎屑物がより多く深海域に供給される、ということがまず考えられる。ただし、底生有孔虫の酸素同位体比変動の応答に気温や氷床量の変動からの遅れがあるので、酸素同位体比が極大を示す時期にはすでに温暖化が始まっていることが予想され、1) の効果に加えて、2) 氷期の最盛期直後から始まる温暖

図 9 TR-3 のタービダイト成砂岩、半遠洋性泥岩の堆積速度

化による降水量の増大や雪氷の融解が河川流量を増加し、低海水準期に河川系と連結あるいは近接した陸棚上の海底谷や陸棚斜面へ流入する陸源碎屑物量の増加を引き起こす、という可能性も考えられる。今回の研究対象は日本であるため、雪氷の融解による河川流量の増加の効果がそれほど大きいとは考えられないが、この効果が起こる時期は氷床が衰退する時期と同時と考えてよいであろう。氷床が衰退する時期からの酸素同位体比の応答の遅れの大きさについては、前述したように今回のところ最大4000年程度と考えている。また、降水量の増加をもたらすと考えられる温暖化からの酸素同位体比の応答の遅れについては、これとは独立したデータから推定できる。阿部（1996）がコンパイルしたデータに基づけば氷床コアの分析から求められる過去の気温が最終氷期最盛期直後に上昇に転じる時期からの底生有孔虫の酸素同位体比が小さくなり始める時期までの遅れは、長く見積もっても5000年程度である。この酸素同位体比データは多くの海洋で得られたものを総合したものであるため、この値は底層水が流れる区間のちょうど中間点での値とみなすことにする。すると、この値に底層水がその流路の全行程を流れるのに要する2000年の半分を加えた6000年がこの遅れの最大値と考えることができる。TR-3でのタービダイト成砂層の堆積速度の変化は酸素同位体比の極大を示す時期の4000年や6000年前から増加し始めているわけではなく、それ以前から始まっている（図9）。したがって、これまでのところ深海域のタービダイト成砂岩の堆積速度または厚さを支配する要因は、1）の効果が大きいと考えている。

4. 岩相の周期性に基づく年代層序が適用できる条件

堆積物に周期性をもたらす現象が常に周期性を堆積物に記録するとは限らない。一般に、ユースタシーが岩相変化に記録される条件は、シーケンス層序学の基本概念である 1) 長期的かつ直線的な構造運動と、2) 碎屑物供給量が一定、という前提条件が整っている場合である。ここでは氷河性海水準変動が深海域の碎屑性堆積物に記録される場合について、構造運動、碎屑物供給量との関係から検討することにする。まず、構造運動について考えることにする。構造運動に比べて氷河性海水準変動が相対的海水準変動に大きく関与していれば、氷河性海水準変動が岩相変化を規制することになる。それは、シーケンス層序学の基本概念にあるように堆積シーケンスはユースタシーと構造運動の和で表される相対的海水準変動に対応して形成されるからである。そして、実際に海水準変動と構造運動のどちらが相対的海水準変

動を規制しているかを知るには、これらの変動速度を比べればよい。日本のような変動帯では局所的には氷河性海水準変動に匹敵する構造運動が知られている。ただし、構造運動が広域的に非常に詳しく研究されている四国を例にとると、第四紀の変動速度の最大値は剣山での3m/ky程度で、大半の地域では0.3~1.5m/kyであることがわかっている（大森，1990）。一方、氷河性海水準の変動速度は前述のBard *et al.* (1990) のデータから見積もると最終氷期以降から縄文海進までの平均で10m/ky程度である。また、多くの海岸平野の海成段丘からも示されているとおり、堆積域の多くでは氷河性海水準変動の周期のほうが短い。したがって、堆積物には主に氷河性海水準変動が記録されるであろう。次に、碎屑物供給量について考える。ふつう深海域の堆積システムでは海水準変動と碎屑物供給量が連動する。深海域へ陸源碎屑物が供給されるためには、沿岸系や河川系堆積システムからの陸源碎屑物が陸棚上の海底谷や陸棚斜面などの深海域への堆積システムの入り口に到達する必要がある。そして、沿岸系や河川系の堆積システムと深海域への堆積システムとの間の距離が深海域への碎屑物供給量を変動させる。この距離は海水準変動によって変化し、海水準が低下すると短くなる。また、これと同時に後背地の大きさも増大し、これらの両方の影響で深海域の堆積システムへの碎屑物供給量が増加する。したがって、深海域の碎屑性堆積物に碎屑物供給量の変動として氷河性海水準変動が記録される。ただし、海底谷が陸棚奥深くにまで発達している場合や陸棚の幅が狭い場合はこのことは当てはまらない。それは、高海水準期においても沿岸系や河川系の堆積システムから直接に深海域の堆積システムに陸源碎屑物が供給され、しかもそれらの変動が直接深海域に影響するからである。また、碎屑物供給量が十分に多いと高海水準期においても沿岸や河川系の堆積システムがプログラデーションにより陸棚縁辺に達し、深海へ碎屑物を供給する。したがって、このような場合には氷河性海水準変動を深海域の岩相変化から読み取るのが困難となる。すなわち、深海域での碎屑性堆積物に氷河性海水準変動に起因する岩相変化に基づく年代層序が適用できるかどうかは、高海水準期に深海域の堆積システムが直接に沿岸系や河川系の堆積システムに連結していないことが重要な条件となるであろう。

5. TR-3によるシーケンス層序学モデルの検証

シーケンス層序学とは岩相変化の周期性を海水準変動の枠組みでとらえることであると言える。そして、相対的海水準変動に対応した堆積シーケンスの形成モデルが

提唱されている (Vail *et al.*, 1991 など)。モデルのうち陸棚以浅の堆積シーケンスに関しては前述したような沖積層における詳細な研究などにより、かなりの部分が検証され修正が加えられてきた。しかしながら、深海域での堆積シーケンスの形成モデル、すなわち深海域での陸源碎屑物の堆積は低海水準期に露出した陸棚が開析され、碎屑物が陸棚をバイパスして深海域にもたらされることによって起こる (Posamentier and Vail, 1988) とするモデルについてはこれまで検証されるには至っていないように思う。その大きな理由は、海水準変動の見積もりが深海域の堆積相変化からはできないし、また海水準変動量が深海域の古生物学的データの解像度に比べて小さいことにある。そこで、酸素同位体比を用いた海水準変動の推定法を適用することが考えられるが、この適用結果が高い信頼性を持つのは前述のように 2.5 Ma 以降の地層の場合である。また、このような時代のタービダイトが研究に便利な陸上に分布する地域は変動帯に限られている。したがって、房総半島は深海域の堆積シーケンスを検討するのに好都合な地域と言えるであろう。今回の TR-3 の結果からだけでは海水準変動に連動した堆積システムの変化については解釈に頼るしかないが、ここでは前述したようにシーケンス層序学が適用できる前提条件が少なくとも成り立っていると考えられる。ただし、シーケンス層序学モデルは Vail *et al.* (1991) の相対的海水準変動の第 3 オーダーの変動で構築されたもので、今回見てきた氷河性海水準変動に対応した岩相変化は第 4 ないしは第 5 オーダーの堆積シーケンスである。しかしながら、オーダーが異なっても、海水準変動と深海域の堆積システムの関係については共通していると考えられることから、TR-3 の結果はシーケンス層序学の深海域の碎屑物堆積モデルを大枠で実証しており、より低次のオーダーの堆積シーケンスの形成を考えるうえでの参考になるであろう。

6. ま と め

これまで堆積物に記録された周期性を読み取ることに
より、堆積物中に正確で等間隔の年代目盛りを設定することの可能性について述べてきた。これらの時間目盛りは放射性年代や化石年代から求められる時間と比べ連続的に得られるという利点があるが、絶対年代を示すことはできない。しかしながら、周期性を示す堆積物の一部に絶対年代を別途求めることができれば、堆積物中の記録を絶対年代が入った時間軸として読み替えることができる。今回取扱った周期のうち、最も長い波長を持つものは氷河性海水準変動の 4.1 万年、10 万年である。この周期でも石油探鉱で用いられる一般的な年代層序の時間軸

としては短い。しかも、氷河性海水準変動が存在することが明確なのは 2.5 Ma 以降であるので、この周期性に基づく層序は石油探鉱にとって有用と言えるものではない。石油地質学での年代層序では、より波長の長い周期に対応した堆積物を利用する必要がある。その候補として、第 3 オーダーより低次の海水準変動に対応した堆積シーケンスが考えられ、このような堆積シーケンスはすでにメキシコ湾をはじめとする油田地帯で地層の対比に実際に使われている。このような長い周期での堆積物の岩相変化を考える場合にも、今回のような短い周期の例が参考になるであろう。

謝 辞

本研究は 1992 年～1995 年度に実施された石油公団石油開発技術センターの大型研究「貯留岩形成過程解析技術 (フェーズ II)」の成果の一部である。鉱区内において研究井 TR-3 の掘削を許可していただいた日本天然ガス株式会社に感謝いたします。また研究内容の公表を許可された石油公団および著者の一人が所属する石油資源開発株式会社に対して、そして本研究の発表の機会を与えてくださり、また原稿に対して有益な助言を頂いた探鉱技術委員会に感謝いたします。

本研究の遂行にあたっては、石油公団石油開発技術センターの皆様にご多大のお世話になった。TR-3 の古地磁気分析は茨城大学理学部の岡田 誠博士に、有孔虫化石の酸素同位体分析では島根大学理学部の高安克己教授、広島大学理学部の坂井三郎氏にお世話になった。有孔虫試料の管理・処理・鑑定では、元日本オイルエンジニアリング株式会社の佐藤由理氏、株式会社ジオウィンドウの中川 洋氏をはじめとする多くのかたがたに、石灰質ナノ化石分析と火山灰層の同定では日本天然ガス株式会社の三田 勲氏にお世話になった。なお、石油公団石油開発技術センター地質・地化学研究室の真保恵美子氏には有孔虫化石の酸素同位体分析を、川内由美氏には有機物分析を、波多野佳子氏にはコアデータの数値化を担当していただいた。また、石油資源開発株式会社技術研究所の皆様には曲線補間や粗稿について数々のご助言を頂いた。以上のかたがたに感謝いたします。

引 用 文 献

- 阿部彩子, 1996: 第四紀の気候変動. 岩波講座地球惑星科学 11 「気候変動論」, 岩波書店, 103-156.
荒戸裕之, 保柳康一, 1995: 新潟堆積盆地における 3 タイプの第 4 オーダー堆積シーケンスモデル. 地質学論集, 45, 118-139.
Bard, E., Hamelin, R. G., Fairbanks, R. G. and Zindler, A., 1990: Calibration of the ^{14}C timescale over the

- 30000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**, 405-410.
- Broecker, W.S., 1991: The great ocean conveyor. *Oceanography*, **4**, 79-89.
- Carey, J. S., Sheridan, R. E. and Ashley, G. M., 1998: Late Quaternary sequence stratigraphy of a slowly subsiding passive margin, New Jersey continental shelf. *AAPG Bull.*, **82**, 773-791.
- Chappell, J. and Shackleton, N. J., 1986: Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, **324**, 137-140.
- Feeley, M. H., Moore, Jr., T. C., Loutit, T. S. and Bryant, W. R., 1990: Sequence stratigraphy of Mississippi fan related to oxygen isotope sea level index. *AAPG Bull.*, **74**, 407-424.
- Hays, J. D., Imbrie, J. and Shackleton, N. J., 1976: Variations of the Earth's orbit: Pacemaker of the ice age. *Science*, **194**, 1121-1132.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J., 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: *Milankovich and Climate (Part 1)* (eds. Berger, A., et al.), Dordrecht, Netherlands, D. Reidel Publishing, Co., 269-305.
- 井関弘太郎, 1962: 沖積平野の基礎的問題点. 名古屋大学文学部研究論集, **XIV**, 85-102.
- 井関弘太郎, 1983: 沖積平野. 145p, 東京大学出版会.
- Ito, M. and Katsura, Y., 1992: Inferred glacio-eustatic control for high-frequency depositional sequences of the Plio-Pleistocene Kazusa Group, a forearc basin fill in Boso Peninsula, Japan. *Sedim. Geol.*, **80**, 67-75.
- 川上伸一, 1995: 縞々学. 253p, 東京大学出版会.
- 北村晃寿, 1994: 下部更新統大桑層上部に見られる氷河性海水準変動による堆積シーケンス. 地質雑, **100**, 463-476.
- 北村晃寿, 1996: 金沢市周辺の大桑層の堆積サイクル. 北陸地質研究所報告, **5**, 211-244.
- Lamb, J. L., Wornardt, W. W., Huang, T. C. and Vail, P. R., 1987: Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1166.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980: 南関東と近畿の中部更新統の対比編年—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, **19**, 233-261.
- 増田富士雄, 1988, 地層からよみとる年・月・日・時. 月刊地球, **10**, 531-537.
- 増田富士雄, 1990: 過去 6 億年間の気候変動にみる周期. 科学, 岩波書店, **59**, 455-463.
- 増田富士雄, 1992: 大阪湾の完新統と上部更新統の堆積様式. 堆積学研究会報, **37**, 71-77.
- 増田富士雄, 1993 a: リズミカルな地球の変動. 137 p, 岩波書店.
- 増田富士雄, 1993 b: 「地質潮汐暦読計画」草案. 月刊地球, **15**, 303-306.
- 増田富士雄, 1996: 地質時代の気候変動. 岩波講座地球惑星科学11「気候変動論」, 岩波書店, 157-219.
- 増田富士雄・桂 雄三・渡辺幸一・吉野 隆・伊藤 慎, 1989: タービダイト層に記録されたミランコヴィッチ周期: 房総半島の鮮新—更新統上総層群. 堆積学研究会報, **31**, 43-48.
- Milankovitch, M., 1941: 「気候変動の天文学理論と氷河時代」(柏谷健二・山本淳之・大村 誠・福山 薫・安成哲三訳, 1991), 526 p, 古今書院.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎, 1959: 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告一. 地調月報, **10**, 82-98.
- 宮田雄一郎・田中聖一・石原与四郎, 1997: 縞状珪藻土に見られる周期性(2)—大分県更新統野上層の例—. 堆積学研究会1997年秋季研究集会講演要旨, 63.
- 西川 徹・伊藤 慎, 1997: 古東京湾初期の中期更新世堆積体の発達過程. 地質雑, **103**, 1144-1161.
- 岡田 誠, 1998: 用語解説「Astrochronology (軌道要素年代学)». 堆積学研究, **47**, 113-118.
- Okada, M. and Niitsuma, N., 1989: Detail paleomagnetic records during the Brunhes-Matuyama geomagnetic reversal, and a direct determination of depth lag for magnetization in marine sediments. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **56**, 133-150.
- Posamentier, H. W., Jervey, M. T. and Vail, P. R., 1988: Eustatic controls on clastic deposition II—conceptual framework. In: *Sea-level changes: An integrated Approach* (eds. Wilgus, C. K. et al.), SEPM Spec. Publ., **42**, 125-154.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣, 1997: 古東京湾に発達した2つのタイプの堆積シーケンス—下総層群上泉層, 清川層および横田層—. 地質雑, **103**, 1125-1143.
- 大森博雄, 1990: 四国山地の第四紀地殻変動と地形. 「変動地形とテクトニクス」(米倉伸之・岡田篤正・森山昭雄編), 古今書院, 60-86.
- Raymo, M. E., Oppo, D. W. and Curry, W., 1997: Mid-Pleistocene Carbon Isotopic Data. *IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology, Data Contribution Series # 97-023*, NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Raymo, M. E., Oppo, D. W. and Curry, W., 1997: The mid-Pleistocene transition: a deep sea carbon isotopic perspective. *Paleoceanography*, **12**, 546-559.
- Reymond, B. A. and Stampfli, G. M., 1997: Three-dimensional sequence stratigraphy and subtle stratigraphic traps associated with systems tracts: West Cameron region, offshore Louisiana, Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, **13**, 41-60.
- Saito, Y., 1995: High-resolution sequence stratigraphy of an incised-valley fill in a wave- and fluvial-dominated setting: latest Pleistocene-Holocene examples from the Kanto Plain, central

- Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **45**, 76-100.
- Sakai, T. and Masuda, F., 1995 : Sequence stratigraphy of Plio-Pleistocene Kakegawa Group, Shizuoka, Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, **45**, 154-169.
- Schanmugam, G., Moiola, R. J. and Danmuth, J. E., 1985 : Eustatic control on submarine fan development. In: *Submarine Fans and Related Turbidite Systems* (eds. Bouma, A. H., et al.), Springer-Verlag, 23-28.
- 石油公団, 1996 : 大型研究「貯留岩形成過程解析技術」. 平成7年度石油開発技術センター年報, 35-53.
- Shackleton, N. J., 1967: Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures Re-assessed. *Nature*, **215**, 15-17.
- Shackleton, N. J., Berger, A. and Peltier, W. R., 1990: An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 667. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.*, **81**, 251-261.
- Suter, J. R., Berryhill, H. L. and Penland, S., 1987: Late Quaternary sea-level fluctuations and depositional sequences, southwest Louisiana continental shelf. In: *Sea-level fluctuation and coastal evolution* (eds. Nummedal, D., et al.), SEPM Spec. Publ. **41**, 166-222.
- 徳橋秀一・近藤康生, 1989 : 下総層群の堆積サイクルと堆積環境に関する一考察. 地質雑, **95**, 933-951.
- 角皆静男・栗木新一郎, 1983 : 海洋化学—化学で海を解く. 286p, 産業図書.
- 海津正倫, 1979 : 更新世末期以降における濃尾平野の地形発達過程. 地理学評論, **54**, 199-208.
- 海津正倫, 1994 : 沖積低地の古環境学. 270 p, 古今書院.
- ト部厚志・立石雅昭・風岡 修, 1995 : 魚沼層群にみられる海成層の堆積サイクルと相対的海水準変動. 地質学論集, **45**, 140-153.
- Vail, P. R., Audemart, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N. and PerezCruz, G., 1991: The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation - an overview. In: *Cyclic Stratigraphy* (eds. Einsele, G., et al.), Springer-Verlag, 617-659.
- Visser, M. J., 1990: Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**, 543-546.
- Weimer, P., Rowan, M. G., McBride, B. C. and Kligfield, R., 1998: Evaluating the petroleum systems of the Northern Deep Gulf of Mexico through integrated basin analysis: An overview. *AAPG Bull.*, **82**, 865-877.
- Wornardt, W. W. and Vail, P. R., 1991: Revision of the Plio-Pleistocene cycles and their application to sequence stratigraphy of shelf and slope sediments in the Gulf of Mexico. In: *Sequence stratigraphy as an exploration tool* (eds. Armentrout, J. M. and Perkins, B. F.), 11th annual research conference Gulf Coast section, SEPM, 391-397.