

# 海洋生物化学炭素循環モデルを用いた 暁新世/始新世境界温暖化極大イベントにおける 炭素循環変動の復元

松岡景子\* 田近英一\*  
多田隆治\* 松井孝典\*\*

## Carbon Cycle during the Paleocene/Eocene Thermal Maximum: Reconstruction from a Marine Biogeochemical Carbon Cycle Model

Keiko MATSUOKA\*, Eiichi TAJIKA\*,  
Ryuji TADA\* and Takafumi MATSUI\*\*

### Abstract

The Paleocene/Eocene thermal maximum (PETM) is an event characterized by abrupt warming, negative excursion of carbon isotopic composition, and extinction of benthic foraminifera, and is considered to have been caused by the release of a large amount of methane and/or carbon dioxide from methane hydrate. In this study, we try to reconstruct changes of the marine carbon cycle during that period using a one-dimensional marine carbon cycle model and the data set of marine carbon isotopic composition. We find that the bioproductivities of organic carbon and carbonate, and the global mean upwelling rate rapidly increased at the carbon isotope excursion event. The lower level of the carbon isotopic composition observed after the excursion event probably resulted from a large quantity of light carbon remaining in the ocean. These results can be interpreted as follows: the warming of climate intensifies vertical mixing of the ocean, so large quantities of nutrients are supplied to the surface water from the intermediate water, resulting in an increase in the bioproductivity at PETM.

**Key words** : Paleocene/Eocene boundary, methane hydrate, carbon cycle, climate change, modeling

キーワード : 暁新世/始新世境界, メタンハイドレート, 炭素循環, 気候変動, 数値計算モデル

### I. はじめに

暁新世/始新世温暖化イベント (Paleocene/Eocene thermal maximum: PETM<sup>1)</sup>) は, いまから約 5500 万年前 (以下, 55.0 Ma) に生じた急

激な地球環境変動である (Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2003)。PETM 時の海洋全域で, 海水の炭素同位体比が, 明瞭かつ急激 (< 1 万年) に負の方向へシフトしたこと (炭素同位体比の負異常; Carbon Isotope Excursion, CIE) が, 浮遊

\* 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻

\*\* 東京大学大学院新領域創成科学研究科複雑理工学専攻

\* Department of Earth and Planetary Science, Graduate School of Science, The University of Tokyo

\*\* Department of Complexity Science and Engineering, Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

性および底生有孔虫の殻に記録されている(図1: Kennett and Stott, 1991)。ほぼ同時期の陸上哺乳類の菌化石や古土壌などにも CIE が記録されており, 陸上でも炭素同位体比の急激な負異常が生じたことが分かっている (Koch *et al.*, 1992; Koch *et al.*, 1995; Cojan *et al.*, 2000; Magioncalda *et al.*, 2004)。また, 浮遊性および底生有孔虫の酸素同位体比から, CIE とほぼ同時に, 海洋の表層水および深層水の温度が急激に上昇したことが分かっている (Kennett and Stott, 1991; Thomas *et al.*, 1999; Zachos *et al.*, 2003)。海洋の表層水温は, 低緯度で 1~5°C (Thomas *et al.*, 1999; Zachos *et al.*, 2003), 高緯度では 5~8°C (Kennett and Stott, 1991), また深層水温は 4~5°C 上昇したと推定されている (Kennett and Stott, 1991; Thomas *et al.*, 1999)。さらに, これらの急激な環境変動の開始と同時に, 底生有孔虫の 30~50% の種が絶滅したことが明らかになっている (Kaiho, 1994; Kaiho *et al.*, 1996; Thomas and Shackleton, 1996)。

この一連の地球環境変動の原因を説明する仮説として, メタンハイドレート仮説が提唱された (Dickens *et al.*, 1995)。この仮説は, PETM の特徴である炭素同位体比の負異常を説明するために, 大気海洋系に軽い同位体比を持つ炭素が大量に流入したと考え, その流入源として海底堆積物中に大量に存在するメタンハイドレートを想定している。メタンハイドレートは,  $\delta^{13}\text{C}$  値にして  $-60 \sim -80\%$  という非常に軽い炭素同位体比をもつ炭素を含む物質であり, その熱力学的安定性は温度圧力条件に強く依存する (Kvenvolden, 1988)。暁新世末期に, 低層水の温度が上昇するなど何らかの原因によって海底の温度圧力条件が変化し, メタンハイドレートが分解して, 大気海洋系に軽い炭素同位体比を持つ  $\text{CH}_4$  が大量に放出され, 大気・海水の炭素同位体の負異常と急激な温暖化が引き起こされたのではないかと考えられている (Dickens *et al.*, 1995)。

Dickens *et al.* (1995) の見積もりによれば, このとき放出されたメタンの量は  $1.1 \sim 2.1 \times 10^{18}$  gC (gC は炭素に換算した重量) であるが,

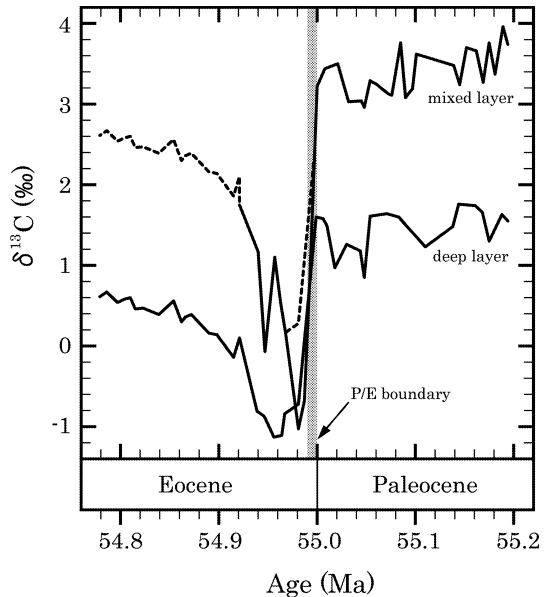


図1 PETMにおける炭素同位体比の変動。(modified from Kennett and Stott, 1991)

実線は, ODP Site 690における, 浮遊性有孔虫 (*Acarinina praepentacamerata*) と底生有孔虫 (*Nuttallides truempyi*) の炭素同位体比の変化 (Kennett and Stott, 1991)。点線は, モデルの境界条件として用いた炭素同位体比変化 (本文参照)。ハッチをかけた部分は, メタンハイドレート起源の炭素を流入させた期間 (55.00~54.99 Ma)。

Fig. 1 Changes in carbon isotope record of the planktonic foraminifera and the benthic foraminifera across the PETM. (modified from Kennett and Stott, 1991)

The solid lines show changes in  $\delta^{13}\text{C}$  of planktonic foraminifera (*Acarinina praepentacamerata* and benthic foraminifera (*Nuttallides truempyi* at ODP Site 690 (Kennett and Stott, 1991). The dotted lines show changes in  $\delta^{13}\text{C}$  used as the boundary conditions in the model (see text). The shaded area represents the period of light carbon input from methane hydrate in the model (55.00-54.99 Ma).

これは現在の海底に存在するとされるメタンハイドレートの量の約 1~2 割程度である。

メタンハイドレートが分解した原因や場所については必ずしもよく分かっていないが, PETM 当時のものと考えられる海底地滑り跡がフロリダ沖で発見されている (Katz *et al.*, 1999) ほか, ノルウェー沖ではちょうどこの時期に海底下にお

けるマグマの貫入によって形成されたと考えられる数千個にもおよぶ海底熱水噴出口跡が発見されている (Svensen *et al.*, 2004)。これらは、PETMにおいてメタンハイドレートが大量に分解した現場の候補地であると考えられる。

なお、Dickens *et al.* (1995) によって推定された、大気海洋系に放出された炭素フラックスは、現在の人為起源のCO<sub>2</sub>放出フラックスと同じオーダーである (CH<sub>4</sub>は大気や海水中ですみやかに酸化されてCO<sub>2</sub>となる)。これまで知られている限り、PETMは現代の地球温暖化問題の唯一の類似例といえる。したがって、PETMにおいて地球システムがどのように応答したのかを知ることは、現代の地球温暖化問題に対処する上で非常に重要な意味を持つ。

メタンハイドレート仮説は、PETMにみられる特徴を説明する唯一のシナリオとして、現在広く支持されている。しかしながら、このとき、海洋域における生物活動や炭素循環がどのように変化したのかについては、まだほとんど分かっていない。また、PETMにおいて、なぜ底生有孔虫の絶滅が生じたのかについても、よく分かっていない。

本研究では、メタンハイドレート仮説に基づき、PETMにおいて軽い炭素同位体比を持つ炭素が大気海洋系に大量に流入したことによって当時の海洋炭素循環がどのように変化したのかについて、鉛直1次元海洋炭素循環モデルと炭素同位体比の時系列データを用いてインバージョン解析を行い、実際の観測データとの比較を通じてその妥当性を検証する。

## II. 鉛直1次元海洋炭素循環モデル

これまでのPETMにおける炭素循環の研究は、簡単なボックスモデルを用いたフォワードアプローチ (初期条件を与えてその後の時間発展を調べるアプローチ) によって行われてきた (Zachos *et al.*, 1993; Dickens *et al.*, 1997; Dickens, 2002)。一方、海洋においては、表層での生物生産、生物源粒子の沈降と溶解、深層水の湧昇などの影響によって、溶存物質濃度の明瞭な鉛直構造

が形成されている (Broecker and Peng, 1982)。このため、たとえば炭素同位体比の値も、深度によって大きく異なる分布をしている。こうした炭素同位体比の鉛直構造は、海洋表層における生物生産と深層水の湧昇の影響を強く受ける。逆にいえば、過去の海洋における炭素同位体比の変動記録が与えられれば、当時の生物生産および深層水の湧昇の程度を推定することが、原理的には可能であると考えられる (Ikeda and Tajika, 2002; Ikeda *et al.*, 2002)。

そこで本研究では、海洋の鉛直構造を表現できる鉛直1次元海洋炭素循環モデルを用い、海洋表層水および深層水の炭素同位体比の時系列データを境界条件として与えることで、インバージョン解析によってPETMにおける海洋炭素循環の復元を試みる。

このモデルでは、海洋の平均深度を3800 mとして、海水を水深100 mごとに38層に分割した上で、海水の移流と溶存物質 (全炭酸、<sup>13</sup>C) の拡散による物質輸送、海洋表層での生物源粒子 (有機物・炭酸塩) の生産、生物源粒子の沈降・溶解と海底への堆積、風化による溶存無機炭素の流入、メタンハイドレートの分解による大気海洋系へのメタンの流入などのプロセスを考慮する (図2)。

海水中の溶存炭素についての質量収支方程式は、海洋最上部の混合層と混合層以外の場合について、各々以下のように記述することができる。海洋最上部の混合層について：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{F_w + F_{in} - F_c - F_o}{V} - w \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(z) \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (1)$$

混合層以外の各層について：

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{q_c(z) F_c + q_o(z) F_o}{V} - w \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(z) \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (2)$$

また、炭素同位体についての質量収支方程式は以

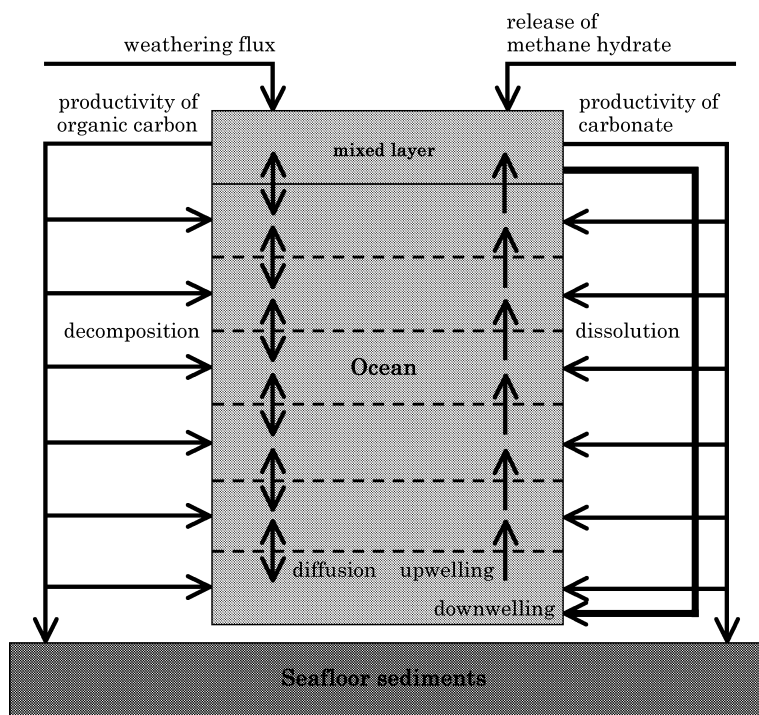


図 2 鉛直 1 次元海洋炭素循環モデル。

海洋を鉛直方向に 38 層に分割し、生物源粒子の生産・沈降・分解、移流と拡散による物質の移動などの諸過程および溶存物質として全炭酸・ $^{13}\text{C}$ を考慮した。

Fig. 2 Schematic illustration of one-dimensional marine carbon cycle model. The ocean is separated into 38 vertical layers. The model includes diffusive and advective transports of dissolved constituents such as total inorganic carbon and  $^{13}\text{C}$ , bioproduction of particulate carbonate and organic matter, and downwelling and decomposition of biogenic particles.

下のように記述することができる。

混合層について：

$$\frac{\partial \delta_s C}{\partial t} = \frac{\delta_w F_w + \delta_{in} F_{in} - \delta_s F_c - (\delta_s - \alpha) F_o}{V} - w \frac{\partial \delta_d C}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(z) \frac{\partial}{\partial z} \delta_d C \right) \quad (3)$$

混合層以外の各層について：

$$\frac{\partial \delta_d C}{\partial t} = \frac{\delta_s q_c(z) F_c - (\delta_s - \alpha) q_o(z) F_o}{V} - w \frac{\partial \delta_d C}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K(z) \frac{\partial}{\partial z} \delta_d C \right) \quad (4)$$

ここで、 $C$ は溶存炭素濃度 ( $\text{mol}/\text{m}^3$ )、 $t$ は時間

(year; 以下  $y$ )、 $F_w$ は風化によって海洋に流入する炭素フラックス ( $\text{mol}/y$ )、 $F_{in}$ はメタンハイドレートの流入フラックス ( $\text{mol}/y$ )、 $F_c$ は海洋表層における炭酸塩の生産フラックス ( $\text{mol}/y$ )、 $F_o$ は海洋表層における有機物の生産フラックス ( $\text{mol}/y$ )、 $V$ は海洋の各層の体積 ( $\text{m}^3$ )、 $w$ は海洋の平均的な湧昇速度 ( $\text{m}/y$ )、 $z$ は水深 ( $\text{m}$ )、 $K(z)$ は深さ  $z$ における拡散係数 ( $\text{m}^2/y$ )、 $q_c(z)$ と $q_o(z)$ はセディメント・トラップのデータを参考にして決めた炭酸塩と有機物の沈降粒子フラックスのプロファイル (Yamanaka and Tajika, 1996)、 $\delta_s$ は混合層の炭素同位体比 ( $\delta^{13}\text{C}$  値; ‰)、 $\delta_d$ は混合層以外の各層の炭素同位体比 (‰)、 $\delta_w$ は風化によって海洋に流入する炭素の同位体比 (‰)、 $\delta_{in}$

表 1 標準ケースの計算に用いたパラメータの値.

Table 1 The parameter values used for the standard case.

parameter	value	references
$F_w$	$2.5 \times 10^{13}(\text{mol/y})$	Berner (1991)
$\alpha$	25.0(‰)	Berner (1991)
$S_{area}$	$3.6 \times 10^{14}(\text{m}^2)$	Bolin <i>et al.</i> (1981)
$K_u$	5000( $\text{m}^2/\text{y}$ )	田辺 (1993)
$K_l$	2000( $\text{m}^2/\text{y}$ )	Wigley and Raper (1987)
$F_h$	$2.1 \times 10^{18}(\text{gC})$	Dickens <i>et al.</i> (1995)

はメタンハイドレートの炭素同位体比 (‰),  $\alpha$  は植物プランクトンによる光合成の際の同位体分別効果 (‰) である。なお, 拡散係数は以下の値を用いた (田辺, 1993; Wigley and Raper, 1987)。

$$K(z) = K_u = 5000 \quad (z \leq 400) \quad (5)$$

$$K(z) = K_l = 2000 \quad (z > 400) \quad (6)$$

ここで,  $K_u$  と  $K_l$  はそれぞれ海洋の 400 m 以浅, 400 m 以深の拡散係数 ( $\text{m}^2/\text{y}$ ) である。

質量収支方程式の境界条件としては, 次の 2 つの条件を与える。

$$K(z) \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \quad (z = 0, z = z_b) \quad (7)$$

$$K(z) \frac{\partial \delta_s C}{\partial z} = 0 \quad (z = 0) \quad (8)$$

$$K(z) \frac{\partial \delta_d C}{\partial z} = 0 \quad (z = z_b) \quad (9)$$

ここで  $z_b$  は海底の深度 (= 3800 m) である。

メタンハイドレート起源の炭素の総量は, Dickens *et al.* (1995) の見積もり (1.1 ~ 2.1  $\times 10^{18}$  gC) を用いる。また, メタンハイドレートの炭素同位体比は -60‰ と仮定する。簡単のため, メタンは大気中ですみやかに (数年 ~ 10 年程度で) 二酸化炭素に酸化されるものとし, CIE が生じるタイミングから 1 万年間 (Kennett and Stott, 1991) にすべて海洋表層水に流入させる。

このように仮定する根拠は, 炭素同位体比の負異常が, 海洋表層から深層へと伝搬していった証拠が得られているからである (Thomas *et al.*, 2002)。標準ケースの計算に用いたパラメータの値を表 1 に示す。

一方, モデルの境界条件として, 国際深海掘削計画 (ODP) によって得られた海底堆積物コアの化学分析から得られた海洋表層水及び底層水の炭素同位体比の時間変化を用いる。本研究では, 表層水と深層水の両方の炭素同位体比の時系列データが揃っており, しかもきわめて高い時間解像度で解析された, 現時点で唯一のデータセットである ODP Site 690 の浮遊性有孔虫と底生有孔虫の炭素同位体比の時系列データ (Kennett and Stott, 1991) に注目し, その変動パターンが汎世界的な変動パターンを代表しているとみなすことにする。

ただし, ODP Site 690 のデータでは, 54.92 Ma 以降, 表層水のデータが欠落しているため, 底生有孔虫の値より 2‰ 高い値を表層水の炭素同位体比と仮定する。これは, 同じサイトで得られた bulk carbonate の炭素同位体比の値の変動パターン (Bains *et al.*, 1999) や, 他の海域から得られたデータ (Bralower *et al.*, 1995; Schmitz *et al.*, 1996; Thomas *et al.*, 1999; Zachos *et al.*, 2005) に見られる特徴, すなわち, CIE 以降の炭素同位体比が表層水・深層水ともにほぼ同時に安定な値に落ち着くこと, その値の差が CIE 以前の差 (約 2‰ 程度) とほぼ同じであること,

CIE 後の炭素同位体比の安定値が CIE 前の値より 1%ほど低いこと、などの事実に基づく。

また、CIE 時における浮遊性有孔虫の炭素同位体比は、ODP Site 690 においては底生有孔虫の炭素同位体比の値よりも低くなる (Kennett and Stott, 1991) が、そのような挙動はこのサイトだけで知られているきわめて稀な特徴である。他の海域においては、表層水の炭素同位体比は CIE 時に深層水の炭素同位体比の値に近づくものの、表層水より軽くなることはない。本研究では、海洋全体の平均的な炭素同位体比の挙動から海洋全体の平均的な炭素循環変動を復元することを目的とするため、CIE 時における海洋表層水の炭素同位体比は深層水の値より軽くなることはないものと仮定する。

そのような考え方に基づいて作成された海洋全体の“平均的”な炭素同位体比の変動を図 1 に示す。これを鉛直 1 次元海洋炭素循環モデルの境界条件として与える。これにより、未知数を 2 つ予報できる。本研究では、有機物生産と湧昇速度を予報する。炭酸塩粒子の生産は、有機物生産に比例させ、その値は PETM を通して一定であると仮定する。また、溶存無機炭素と炭素同位体比についての質量バランス方程式を解くことにより、各時刻における溶存無機炭素と炭素同位体比の鉛直プロファイルを求める。

各変数は、質量収支方程式及び同位体質量収支方程式を時間発展的に解くことによって求める。この理由は、海洋の混合時間スケールは数千年程度であるが、CIE 時に大気海洋系に放出された大量の炭素が海洋から除去される時間スケールは十万年オーダーであり、ここで注目する時間スケール (数十万年) においては定常状態とみなすことができないからである。

なお、本来、大気と海洋表層水はガス交換を行っている。しかしながら、本研究では海洋表層水の炭素同位体比の時系列データをモデルの境界条件として用いており、それは大気海洋間のガス交換が行われた結果をモデルの境界条件として考慮したことに相当するものと考えられる。また、モデルに大気ボックスを考慮したとしても、海洋

と比較してリザーバーサイズが小さいため、本研究で議論する結果には、定性的には影響しないと考えられる。したがって、本モデルにおいては、大気および大気海洋間のガス交換は簡単のため考慮しない。

### III. 結果と議論

本モデルから得られる、PETM における海洋炭素循環変動に関する標準的な結果について述べる。PETM において、海洋の鉛直混合速度 (湧昇速度) と海洋表層における生物生産性は、メタンハイドレートの放出と同時に急激に上昇する (図 3)。生物生産性は、表層水と深層水の炭素同位体比の値が近づいている間だけ高いレベルに保たれるが、海洋の炭素同位体比の値が回復途中である 54.92 Ma 頃にはほぼもとの値に回復する。CIE の前後では、生物生産性の絶対値は大きくは変化しない。同様に、湧昇速度の絶対値についても、CIE の前後では大きく変化しない。

湧昇速度の急激な増加は、CIE の際に表層水と深層水の炭素同位体比の差が小さくなることに対応している。そもそも、通常は、深層水の炭素同位体比は表層水の値よりも軽い。これは、前者が海洋表層で生産された生物源粒子の沈降と分解を反映しているからである。したがって、CIE の際に両者の値を近づけるためには、海水の鉛直方向の混合が強化されなくてはならない。すなわち、CIE 時に海洋の湧昇速度が増加するという結果は、表層水と深層水の炭素同位体比の差が小さくなるという要請からの必然的な帰結である。

ただし、全く別の説明として、海洋内部で炭素同位体比の鉛直構造を形成する原因である海洋表層における生物生産そのものの低下が生じた可能性も考えられる。たとえば、白亜紀/第三紀境界においては、海洋表層水と深層水の炭素同位体比がほとんど同じ値になったことが知られている。これは、海洋表層に生息する浮遊性有孔虫などの光合成生物の大量絶滅が生じたことが原因で、海洋における炭素同位体比の鉛直構造が消失したからであると解釈されている (Hsü and McKenzie, 1985)。このような状態は、ストレンジラブ海

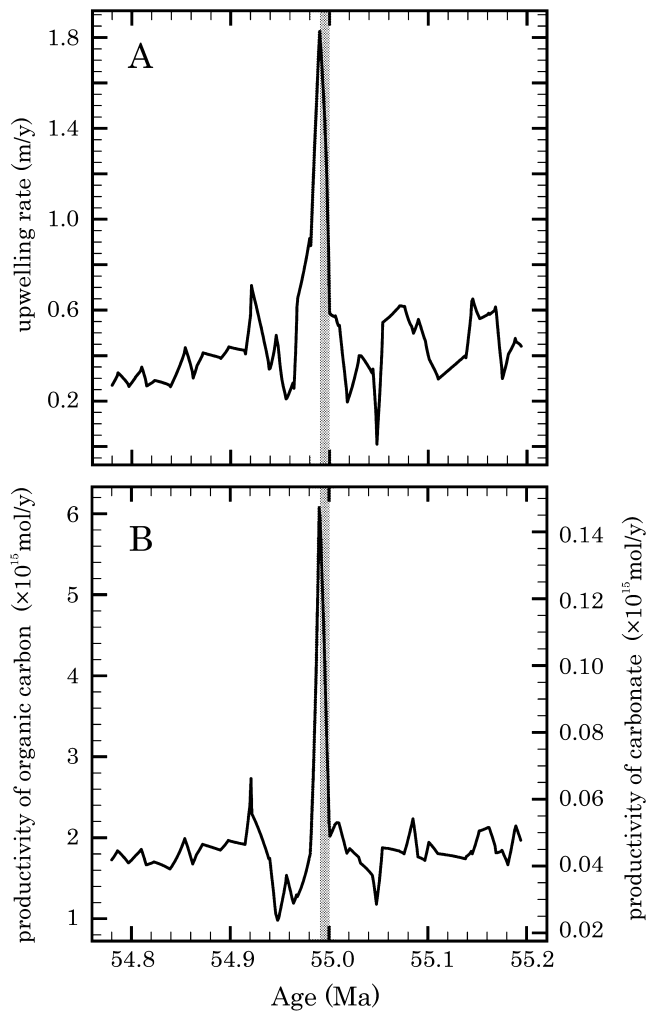


図3 (A) 湧昇速度と (B) 生物生産性の時間変化。有機物と炭酸塩の生産の比率は一定と仮定して計算を行った。ハッチをかけた部分は、メタンハイドレート起源の炭素を流入させた期間 (55.00 ~ 54.99 Ma)。

Fig. 3 Variations of (A) upwelling rate and (B) productivities of organic carbon and carbonate.

We assume that the ratio of production rates of organic matter and calcite is constant. The shaded areas represent the period of light carbon input from methane hydrate in the model (55.00-54.99 Ma).

洋 (Strangelove ocean) と呼ばれる (Hsü and McKenzie, 1985)。しかしながら、PETM においては、海洋表層水に生息する生物種の大絶滅は報告されていない (前述のように、海洋中層~深層における底生生物の絶滅は生じている)。した

がって、PETM の炭素同位体比の挙動を説明するには、海洋の鉛直混合速度の増加を考えねばならないと判断される。

一方、生物生産性が CIE 時に急激に増加するという結果は、海洋表層水の炭素同位体比の挙動

に対応したものである。PETMにおいては、炭素同位体比の負異常が生じている。通常、これは海洋表層における生物生産性の低下によるものと解釈される。というのは、光合成生物は軽い炭素同位体を選択的に固定するため、表層水には相対的に重い炭素同位体が過剰に残されるが、生物生産性が低下すれば表層水の炭素同位体比は相対的に軽くなるからである。ところが、PETMにおいては深層水の炭素同位体比も同時に軽くなっているため、そもそもこのような解釈は成立せず、大気海洋系以外の別のリザーバーからの軽い炭素の流入を考える必要がある。PETMにおいては、軽い同位体比を持った炭素は、大気から海洋表層水を経由して海洋深層水へと拡散していった、という証拠がある(Thomas *et al.*, 2002)。しかしながら、もしメタンハイドレートの流入によって表層水の炭素同位体比が低下したと考えると、炭素同位体比が $-60 \sim -80\%$ というきわめて低い同位体組成を持つ炭素が大量に流入したはずであるが、海洋表層水の炭素同位体比の値はたかだか $+0.3\%$ までしか低下していない。このことは、海洋表層水から軽い炭素同位体が急激に除去されたことを示唆する。すなわち、それは海洋表層における生物生産が活発化したことにはかならない。

このように考えると、PETMにおいて表層水と深層水の炭素同位体比がほぼ同時に低下したとことと両者の値が近づいたことと理由として、海洋の鉛直混合の強化と生物生産性の増加が生じたことは、自然な結論である。湧昇速度と生物生産性が同時に増加するという結果は、本モデルにおいては独立に得られたものであるが、湧昇速度の増加によって海洋表層に供給される栄養塩の量が増加し、その結果として生物生産性が増加したと解釈することができるため、これらは互いにきわめて調和的な結果でもある。

次に、海洋における溶存無機炭素濃度と炭素同位体比の鉛直プロファイルを図4に示す。溶存無機炭素濃度は、CIE時に急激に増加した後、CIE直後(54.99-54.95 Ma)に急激に減少し、その後はもとの溶存無機炭素濃度とほぼ同じレベ

ルにまで戻る。溶存無機炭素濃度の急激な減少は、CIEと同時に生物生産性が大きく増加して(図3)、海水中の溶存無機炭素が大量に除去されたことに起因する。溶存無機炭素濃度は、生物生産性が低下するにつれて増加する。

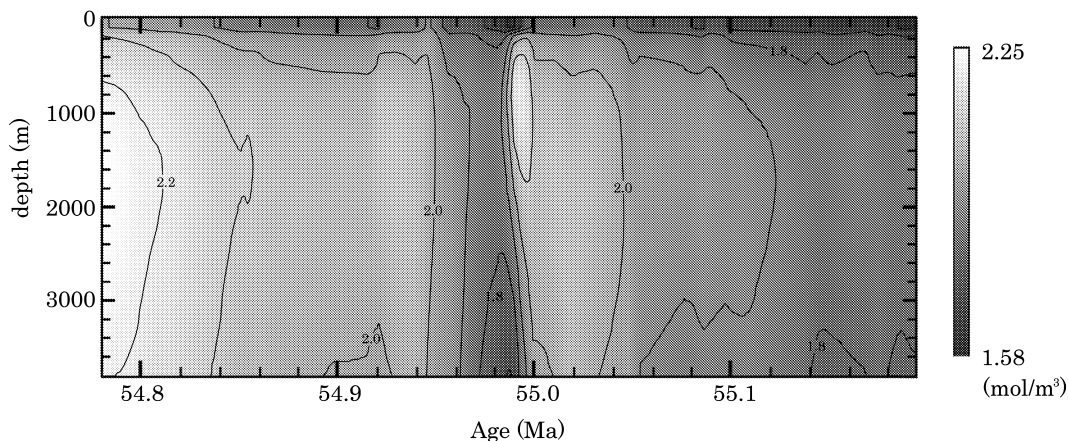
一方、炭素同位体比は、メタンハイドレート起源の炭素が流入すると同時に海洋全体で軽くなり、CIE後約20万年経過しても完全にはもとのレベルに戻らない。CIE後の炭素同位体比の安定レベルがCIE以前のものとは比べて相対的に低下した理由として、CIE後の生物生産性がCIE前ものものと比べて低下したからという説明も考えられる。しかしながら本研究の結果では、生物生産のレベルはCIEの前後でほとんど変化しておらず、このような説明は成り立たない。CIE後において海洋全体の炭素同位体比が低い理由は、極端に軽い炭素同位体比を持つメタンハイドレート起源の炭素が大気海洋系に大量に流入したため、海水中に軽い炭素が蓄積された結果である。CIEから約20万年が経過すると、生物生産性や湧昇速度はもとのレベルにまで回復するが、炭素同位体比の値は完全には回復できずに低下したままであったということである。

生物生産性の増加は、CIEの際にメタンハイドレート起源の軽い炭素同位体が大気海洋系に大量に流入したことと、それにもかかわらず海洋表層水における炭素同位体比の値がそれほど低い値にはなっていないという事実を同時に説明する必要があることから導かれた結果である。そこで、メタンハイドレート起源の炭素の流入量に関して改めて検討し、とくに大気海洋系に流入するメタンハイドレート起源の炭素量が少ない場合でも、同様の結果が得られるかどうかを確認する必要がある。

Dickens *et al.* (1995) は、PETMにおいて放出されたメタンハイドレート起源の炭素量の下限値を $1.1 \times 10^{18}$  gCと見積もった。この値を用いた場合でも、本モデルを用いると、やはりメタンハイドレート起源の軽い炭素同位体が大気海洋系に流入している期間では、生物生産性・湧昇速度がともに増加する結果を得た。しかしながら、湧



### A $[\Sigma\text{CO}_2]$



### B $\delta^{13}\text{C}$

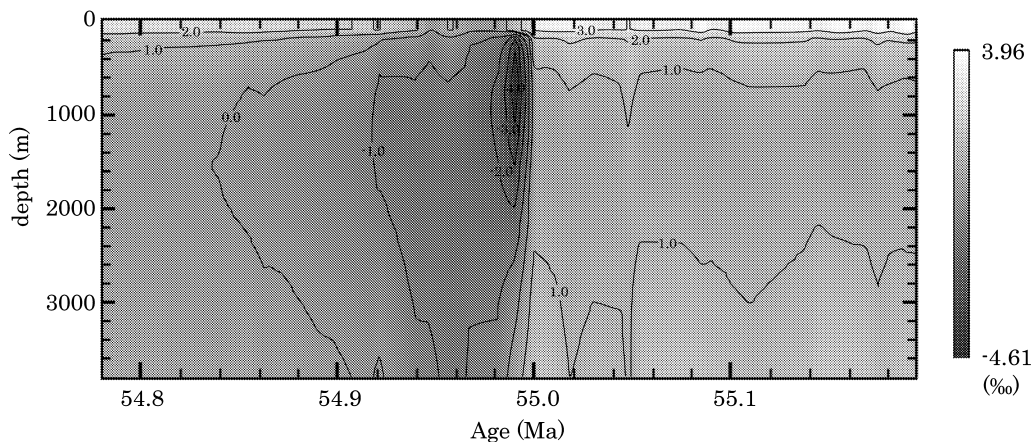


図 4 (A) 溶存無機炭素と (B) 炭素同位体比の鉛直プロファイルの時間変化。  
等高線の間隔は、それぞれ 0.1 (mol/m<sup>3</sup>) および 1.0 (‰)。

Fig. 4 Variations in the vertical profiles of (A) total inorganic dissolved carbon and  
(B) carbon isotopic composition.

The contour intervals are (A) 0.1 (mol/m<sup>3</sup>) and (B) 1.0 (‰).

昇速度については、CIE の約 2 万 7 千年後に負の値になる。そこで、湧昇速度を正の値に保つための炭素流入量の下限值を求めてみると、 $1.5 \times 10^{18}$  gC という結果が得られた。これは、Dickens *et al.* (1995) が見積った下限値よりも有意に大きく、彼らが求めた下限値と上限値 ( $2.2 \times 10^{18}$  gC) の中間値に近い。

そもそも、Dickens *et al.* (1995) の推定結果は、海洋を 1 つのボックスとして考え、海洋全体の

炭素同位体比を  $-2 \sim -3$  ‰ 減少させるのに必要なメタンハイドレートの見積もった値である。それに対し、本研究では海洋中層の炭素同位体比が海洋表層や深層と比べて軽いというような海洋内部の鉛直方向の不均質性まで考慮しているため、海洋をひとつのボックスとして考える場合よりも多くの軽い炭素が必要という結果が得られたものと考えられる。

このように、メタンハイドレート起源の炭素の

海洋への流入量の推定値には不確実性があるものの、この値を変えて計算したとしても、CIE時の湧昇速度と生物生産性の増加という本研究の結論は、基本的には変わらない。

最後に、PETMにおいて生物生産性が増加したというモデル計算の結果の妥当性を実際の観察事実と比較して検討する。南大洋(ウェッデル海)の沿岸域において得られた古海洋学的データは本研究の結果と調和的に見える(Bains *et al.*, 2000; Stoll and Bains, 2003)。たとえば、Bains *et al.* (2000)は、南大洋のODP Site 690と大西洋中緯度のODP Site 1051の深海コアの重晶石(バライト)を分析し、CIEが起こっている期間にBaの濃集がみられるという結果を得た(Bains *et al.*, 2000)。これは、当時の海域で生物生産性が増加した証拠であると解釈される。生物生産性が増加すれば、中層水中の溶存酸素が有機物の分解に使われて貧酸素環境が発達し、底生有孔虫の絶滅を引き起こした可能性がある。ただし、遠洋域においては、逆にPETMにおいて有機炭素フラックスが低下したとする報告もある(Bralower *et al.*, 2002)。また、CIE時における生物生産性は、遠洋域では低下する一方で、大陸棚では増加した、という報告もある(Gibbs *et al.*, 2006)。本研究では鉛直1次元モデルを用いたため、得られた結果はあくまでも海洋全体の炭素循環の平均的な変動であり、海域ごとの挙動の違いまでは表現できない。したがって、実際には生物生産性が低下した海域が局所的に存在した可能性は十分にある。PETMにおいて、実際に、海洋全体として生物生産性が増加したのかどうかの検証は、今後さらに古海洋学的データが蓄積するのを待つ必要がある。

メタンハイドレート仮説に基づき、何らかの原因(底層水温の上昇、海底地滑り、マグマの貫入)によって同位体的に軽い炭素が大気海洋系に大量に放出されたと仮定すると、本研究におけるモデル計算の結果から、PETMで生じた地球環境変動のシナリオは、以下のように考えることができる。海底堆積物中のメタンハイドレートが分解し、大気中に大量のメタンが放出された。メタン

は、大気中における光化学反応によって数年～10年程度の時間スケールで二酸化炭素に変化し、海洋表層水に溶解する。この炭素は非常に軽い同位体組成を持っているため、大気海洋系の炭素同位体比は急激に低下する。同時に、温室効果によって全球的な温暖化が生じる。すると、高温の表層水が沈降して温暖な深層水が生成される。また、これにともなって海洋鉛直混合速度が増加し、海洋表層には大量の栄養塩が供給され、生物生産性が急激に増加する。この影響で、海洋の一部に貧酸素環境が形成され、底生生物の絶滅が生じる。その後10万年程度で生物生産性や海洋の鉛直混合速度はPETM以前のレベルに回復するが、軽い炭素同位体は海洋から十分には除去されず、20万年経っても軽い値のまま新たな安定状態へと移行する。

#### IV. 結 論

PETMにおける海洋表層水と深層水の炭素同位体比の時系列データを境界条件とした鉛直1次元海洋炭素循環モデルを用いて、当時の海洋炭素循環の変動をインバージョン解析によって復元することを試みた。その結果、以下のことが明らかになった。

1. 海洋表層における生物生産性と海洋の鉛直混合速度(湧昇速度)は、炭素同位体比の負異常(CIE)がおきるタイミングに同期して増加する。一方、CIEの後では、生物生産性および鉛直混合速度ともに、CIE前とほぼ同じレベルの値にまで急速に低下する。

2. CIE後においては炭素循環がCIE前の状態に回復するにもかかわらず、炭素同位体比はCIE前と比べて軽い値で安定化する。これは、炭素同位体比の負異常が生じてから20万年経過してもメタンハイドレート起源の軽い炭素が海洋から完全には除去されず、その影響が長く残ることによると推察される。

#### 謝 辞

本研究を進めるに当たって、池田 敬博士には、議論にお付き合いいただき、有用なコメントを多くいた

だきました。また、査読をしていただいた東京大学大学院総合文化研究科の磯崎行雄教授、および匿名の査読者の方には、貴重なご意見を多くいただきました。上記の方々に、厚く御礼申し上げます。

#### 注

- 1) 以前は、LPTM (Late Paleocene thermal maximum) と呼ばれていた。

#### 文 献

- Bains, S., Corfield, R.M. and Norris, R.D. (1999): Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science*, **285**, 724-727.
- Bains, S., Norris, R.D., Corfield, R.M. and Faul, K.L. (2000): Termination of global warmth at the Palaeocene/Eocene boundary through productivity feedback. *Nature*, **407**, 171-174.
- Berner, R.A. (1991): A model for atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. *Am. J. Sci.*, **291**, 339-376.
- Bolin, B., Björkström, A., Keeling, C.D., Bacastow, R. and Siegenthaler, U. (1981): Carbon cycle modeling. in *Carbon Cycle Modeling* edited by Bolin, B., *SCOPE*, **16**. John Wiley, New York, 1-28.
- Bralower, T.J., Zachos, J.C., Thomas, E., Parrow, M., Paull, C.K., Kelly, D.C., Premoli Silva, I., Sliter, W.V. and Lohmann, K.C. (1995): Late Paleocene to Eocene paleoceanography of the equatorial Pacific Ocean: Stable isotopes recorded at Ocean Drilling Program Site 865, Allison Guyot. *Paleoceanography*, **10**, 841-865.
- Bralower, T.J., Kelly, D.C. and Leckie, R.M. (2002): Biotic effects of abrupt Paleocene and Cretaceous climate events. *JOIDES J.*, **28**, 29-34.
- Broecker, W.S. and Peng, T.-H. (1982): *Tracers in the sea*, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia Univ., Eldigio Press, New York, 690p.
- Cojan, I., Moreau, M.-G. and Stott, L.E. (2000): Stable carbon isotope stratigraphy of the Paleogene pedogenic series of southern France as a basis for continental-marine correlation. *Geology*, **28**, 259-262.
- Dickens, G.R. (2002): Modeling the global carbon cycle with a gas hydrate capacitor: Significance for the Latest Paleocene Thermal Maximum. in *Natural gas hydrates: Occurrence, distribution, and detection* edited by Paull, C.K. and Dillon, W.P., *Geophys. Monogr. Ser.*, **124**, American Geophysical Union, Washington, D.C., 19-38.
- Dickens, G.R., O'Neil, J.R., Rea, D.K. and Owen, R.M. (1995): Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, **10**, 965-971.
- Dickens, G.R., Castillo, M.M. and Walker, J.C.G. (1997): A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, **25**, 259-262.
- Gibbs, S.J., Bralower, T.J., Bown, P.R., Zachos, J.C. and Bybell, L.M. (2006): Shelf and open-ocean calcareous phytoplankton assemblages across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Implications for global productivity gradients. *Geology*, **34**, 233-236.
- Hsü, K.J. and McKenzie, J.A. (1985): A "Strangelove" ocean in the earliest Tertiary. in *The carbon cycle and atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural variations Archean to present* edited by Sundquist, E.T. and Broecker, W.S., American Geophysical Union, Washington, D.C., 487-492.
- Ikeda, T. and Tajika, E. (2002): Carbon cycling and climate change during the last glacial cycle inferred from the isotope records using an ocean biogeochemical carbon cycle model. *Glob. Planet. Change*, **35**, 131-141.
- Ikeda, T., Tajika, E. and Tada, R. (2002): Carbon cycle during the last 315,000 years: Reconstruction from a marine carbon cycle model. *Glob. Planet. Change*, **33**, 1-13.
- Kaiho, K. (1994): Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m.y. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **111**, 45-71.
- Kaiho, K., Arinobu, T., Ishiwatari, R., Morgans, H. E. G., Okada, H., Takeda, N., Tazaki, K., Zhou, G., Kajiwara, Y., Matsumoto, R., Hiraki, A., Niitsuma, N. and Wada, H. (1996): Latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and environmental changes at Tawanui, New Zealand. *Paleoceanography*, **11**, 447-465.
- Katz, M.E., Pak, D.K., Dickens, G.R. and Miller, K.G. (1999): The source and fate of massive carbon input during the Latest Paleocene Thermal Maximum. *Science*, **286**, 1531-1533.
- Kelly, D.C., Bralower, T.J., Zachos, J.C., Premoli Silva, I. and Thomas, E. (1996): Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the late Paleocene thermal maximum. *Geology*, **24**, 423-426.
- Kennett, J.P. and Stott, L.D. (1991): Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, **353**, 225-229.
- Koch, P.L., Zachos, J.C. and Gingerich, P.D. (1992): Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, **358**, 319-322.
- Koch, P.L., Zachos, J.C. and Dettman, D.L. (1995): Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **115**, 61-89.
- Kvenvolden, K.A. (1988): Methane hydrate - A major reservoir of carbon in the shallow geosphere? *Chem. Geol.*, **71**, 41-51.

- Magioncalda, R., Dupuis, C., Smith, T., Steurbaut, E. and Gingerich, P.D. (2004): Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate: Direct comparison in a continental stratigraphic section. *Geology*, **32**, 553-556.
- Schmitz, B., Speijer, R.P. and Aubry, M.-P. (1996): Latest Paleocene benthic extinction event on the southern Tethyan shelf (Egypt): Foraminiferal stable isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) records. *Geology*, **24**, 347-350.
- Stoll, H.M. and Bains, S. (2003): Coccolith Sr/Ca records of productivity during the Paleocene-Eocene thermal maximum from the Weddell Sea. *Paleoceanography*, **18**, PA1049.
- Svensen, H., Planke, S., Møller, S., Jamstveit, B., Myklebust, R., Eidem, T.R. and Rey, S.S. (2004): Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, **429**, 542-545.
- 田辺清人 (1993): 海洋の2層湧昇拡散モデルによるCO<sub>2</sub>吸収の推定, 東京大学大学院理学系研究科修士論文, 51p.
- Thomas, D.J., Bralower, T.J. and Zachos, J.C. (1999): New evidence for subtropical warming during the late Paleocene thermal maximum: Stable isotopes from Deep Sea Drilling Project Site 527, Walvis Ridge. *Paleoceanography*, **14**, 561-570.
- Thomas, D.J., Zachos, J.C., Bralower, T.J., Thomas, E. and Bohaty, S. (2002): Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology*, **30**, 1067-1070.
- Thomas, E. and Shackleton, N.J., (1996): The Paleocene-Eocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. in *Correlation of the early Paleogene in northwest Europe* edited by Knox, R.W.O'B., Corfield, R.M. and Dunay, R.E., *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **101**, 401-441.
- Wigley, T.M.L. and Raper, S.C.B. (1987): Thermal expansion of sea water associated with global warming. *Nature*, **330**, 127-131.
- Yamanaka, Y. and Tajika, E. (1996): The role of the vertical fluxes of particulate organic matter and calcite in the oceanic carbon cycle: Studies using an ocean biogeochemical general circulation model. *Glob. Biogeochem. Cycles*, **10**, 361-382.
- Zachos, J.C., Lohmann, K.C., Walker, J.C.G. and Wise, S.W. (1993): Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene: A marine perspective. *J. Geol.*, **101**, 191-213.
- Zachos, J.C., Pagani, M., Sloan, J.C., Thomas, E. and Billups, K. (2001): Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686-693.
- Zachos, J.C., Wara, M.W., Bohaty, S., Delaney, M.L., Petrizzo, M.R., Brill, A., Bralower, T.J. and Premoli Silva, I. (2003): A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, **302**, 1551-1554.
- Zachos, J.C., Röhl, U., Schellenberg, S.A., Sluijs, A., Hodell, D.A., Kelly, D.C., Thomas, E., Nicolo, M., Raffi, I., Lourens, L.J., McCarren, H. and Kroon, D. (2005): Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Science*, **308**, 1611-1615.

(2006年5月24日受付, 2007年3月3日受理)