# 温室時代における海洋表層環境

守屋和佳

早稲田大学教育·総合科学学術院理学科地球科学専修

# Earth's sea surface environment in the late Mesozoic greenhouse interval

### Kazuyoshi Moriya

Department of Earth Sciences, Faculty of Education and Integrated Arts and Sciences, Waseda University, 1-6-1 Nishiwaseda, Shinjuku-ku, Tokyo 169-8050, Japan (kmoriya@waseda.jp)

Abstract. The late Mesozoic, especially the Cretaceous, is the latest example of the Earth's greenhouse intervals, which was terminated by the initial glaciation in the Cenozoic at the Eocene/Oligocene boundary. In the late Mesozoic and early Paleogene, prior to the initial glaciation, both poles were free from continental ice sheets. It has been widely accepted that the high atmospheric carbon dioxide level was responsible for this warming. Sea surface temperatures (SSTs) derived from oxygen isotopic compositions of mixed layer dwelling planktic foraminifers and pelagic vertebrate remains, and TEX<sub>86</sub> paleothermometry indicate that the tropical temperature at the middle Cretaceous exceeds 35°C. The mid-Cretaceous equatorial SST is warmer than the modern highest temperature in open ocean by at least 6°C. In addition, although data are scarce in the early Cretaceous, the early Cretaceous (~130 Ma) SST may be much warmer than we previously expected. The other notable character in the Cretaceous SST is distinctively reduced meridional SST gradient. In the mid-Cretaceous, temperature difference between the equator and 60° in latitude was approximately 15°C, which is significantly smaller than the modern value of  $\sim 25^{\circ}$ C. These reduced meridional temperature gradients are also observed in the early and late Cretaceous as well, indicating that the reduced meridional gradient is the nature of the greenhouse climate. According to recent advancement in coupled climate models, proxy SST records are well explained by those numerical examinations. Preparing a global array of proxy paleotemperature data is eagerly required for the better understanding of the greenhouse climate system.

Keywords: 中生代, ジュラ紀, 白亜紀, 温室地球, 海水温

#### はじめに

地球は、その誕生から現在に至るまでのおよそ46億年 に及ぶ歴史の中で,様々な表層環境状態を経験してきた. 特に大陸氷床の有無やその大きさに着目すると、地球表 層環境は大きく、1)無氷床状態(温室地球)、2)部分 凍結状態(氷室地球)および3)全球凍結状態の3つに区 分される (Caldeira and Kasting, 1992; Ikeda and Tajika, 1999; Hoffman and Schrag, 2002; 田近, 2007など). 無 氷床状態とは、山岳氷河を除き、大陸上に氷床が存在し ない状態であり,全球的に温暖な気候状態が卓越してい た時代である. 部分凍結状態とは, 現世にみられるよう に、大陸の一部が氷床によって覆われているような状態 である.全球凍結状態とは、極から赤道までの地球表層 全体が氷床によって覆われている状態である(田近, 2007). 3つの気候状態の間の遷移は連続的に起きる変化 ではなく、急激に他の気候へと変化する気候ジャンプが あったと考えられている (Tajika, 2003; 田近, 2007).

現在の地球は、グリーンランドと南極大陸に大陸氷床 が存在する部分凍結状態にある.この部分凍結状態,す なわち氷室地球の時代は,およそ3,400万年前の始新世 /漸新世変遷期(Eocene/Oligocene transition: EOT)から始まったと考えられる(Shackleton and Kennett, 1975; Kennett and Shackleton, 1976; Miller *et al.*, 1987; Zachos *et al.*, 1992; Salamy and Zachos, 1999; Zachos *et al.*, 2001 など). これ以前は,南極大陸にも氷床の存在しない無氷 床状態,すなわち温室地球であった.このEOTにおける 温室地球から氷室地球への転換時にも,無氷床状態から 部分凍結状態への気候ジャンプがあったと考えられてい る.特に深海底の底生有孔虫の酸素同位体比層序などに, 急激で大きな変化が見られることから,急速な寒冷化と 氷床形成が短期間のうちに起きたことが知られている (Zachos *et al.*, 1996; Coxall *et al.*, 2005; Lear *et al.*, 2008; Bohaty *et al.*, 2012; Wade *et al.*, 2012 など).

一般に,白亜紀前期からEOTまでは温室地球時代で あったと考えられているが,白亜紀中期にも短期間のう ちに十数メートル程度の海水準変動記録が見出されたり (Gale *et al.*, 2002; Miller *et al.*, 2004など),深海底堆積 物から産出した有孔虫化石の酸素同位体比層序にも小規 模な正の(すなわち,寒冷化,もしくは氷床形成を示唆 する)変動が報告されたりすることがあった(Miller et al., 2005; Bornemann et al., 2008). この酸素同位体比の 変化が、氷床形成によるものであるなら、世界のどの地 点でも同一の記録が得られるはずであるが, Miller et al. (2005) やBornemann et al. (2008) の酸素同位体比 データが得られた年代と同年代の異なる地域における解 析では、氷床の存在を示すデータは見出されていない (Moriya et al., 2007; MacLeod et al., 2013). このように, 少なくとも白亜紀中期については、必ずしも氷床の存在 について肯定的なデータが得られているわけではない. 短期間に生じた海水準変動等の地質学的記録については, 湖沼の形成・拡大などによる陸上への水の滞留の影響が 検討されており (Moriya et al., 2007; Sames et al., 2016), 少なくとも白亜紀中期には大規模な大陸氷床は存在しな かったと考えられている.一方,白亜紀前期には大陸氷 床が存在したとする主張もあるが (Frakes et al., 1992; Hoffman, 2015 など), 地質記録が限定的であり, EOT に みられるような気候ジャンプに相当する記録は見出され ておらず,詳細はよくわかっていない.

本論では、中生代後期における温室地球時代の表層環 境についての最近の知見を取り纏めることで、温室地球 における気候システムを考える礎石の一つとしたい.

## 中生代後期の大気中の二酸化炭素濃度

地球の気候に変動を及ぼす外部強制力には、太陽放射、 プレートテクトニクスおよび地球軌道の周期的変動があ るが、100万年~1億年規模の時間スケールでの変動を 考えた場合,地球の表面温度を決定する大きな要因は, 太陽からの放射エネルギーとプレートテクトニクスに 起因する大気中の温室効果ガスの濃度の変化といえる (Cubasch et al., 2013 など). 地球の誕生以降,太陽の放 射エネルギーは増大し続けているとされ、温室効果ガス の濃度を現在の濃度で一定と仮定し、放射エネルギーの 変化だけを考慮した場合、過去の地球は現在より寒冷で あったことが示唆されている (Sagan and Mullen, 1972). ところが,全球凍結状態に至った一部の例外を除き,先 カンブリア時代のほとんどの時期が温暖であったのは, 大気中の二酸化炭素濃度が極めて高かったためと考えら れている (Feulner, 2012; Hoffman, 2015; Kanzaki and Murakami, 2015 など).

顕生累代の大気中の二酸化炭素濃度については,数値 実験や(Tajika, 1999; Berner, 2006 など),代理指標の解 析により(Ekart *et al.*, 1999; Breecker *et al.*, 2010 など), 詳細な知見が蓄積している.古生代前期では,大気中の 二酸化炭素濃度は現在の濃度の5倍(2000 ppmv)を超 えていたと見積もられており(Breecker *et al.*, 2010),強 い温室効果によって温暖な気候が支えられていたと考え られている.古生代の後期,石炭紀後期からペルム紀前 期にかけては大気中の二酸化炭素濃度が現在の濃度と同 等程度にまで減少したことにより(Breecker *et al.*, 2010), 温室効果が弱まって気温が低下し氷床が大きく発達した とされている(Crowley, 1998; Hoffman, 2015). その後, 大気中の二酸化炭素濃度は増加を続け,中生代後期の ジュラ紀〜白亜紀に極大を迎えることとなった(Royer *et al.*, 2004など).

中生代後期の大気中の二酸化炭素濃度については、数 値実験や代理指標の解析など、これまで多くの推定が行 われてきた.数値実験には、地質時代の炭酸塩に記録さ れた炭素同位体比の経年変動と,大気海洋系,炭酸塩お よび有機物に保存される炭素バジェット間のマスバラン スを用いた炭素循環モデルなどが用いられてきた. それ らの解析では、中生代後期の大気中の二酸化炭素濃度は 1000~2000 ppmv であったと推測されており(Tajika, 1999; Berner and Kothavala, 2001), これは植物の葉化石 から計測される大気中の二酸化炭素濃度の代理指標で ある,気孔指標 (stomatal index) に基づく推定と調和的 である (Beerling et al., 1998; Retallack, 2001, 2009 など). 一方,古土壌中の炭酸塩の炭素同位体比組成からは,中 生代後期の大気中の二酸化炭素濃度は2000~4000 ppmv を超える見積が得られており (Cerling, 1991; Ekart et al., 1999; Li et al., 2014など), 温室効果が強く作用したこ とを裏付けているとされてきた. しかし, Breecker et al. (2010)は、これまで古土壌中の炭酸塩の分析から大 気中の二酸化炭素濃度を推定する際に用いられてきた, 土壌中の二酸化炭素含有量の推定値が過剰に設定されて いた可能性を指摘した. Breecker et al. (2010) によっ て新たに推定された土壌中の二酸化炭素含有量を使用す ると,計算される大気中の二酸化炭素濃度が著しく低く なることが判明した. この結果を受けて, Royer (2010) は、低緯度地域の表層海水温が30~35℃に達するよう な白亜紀中期においても (Bice et al., 2006; Forster et al., 2007b; Moriya et al., 2007; Bornemann et al., 2008; MacLeod et al., 2013 など), 大気中の二酸化炭素濃度は 2000 ppmv以下であった可能性があると述べている.

#### 中生代後期の海水温変動の解析と問題点

現在のような大陸氷床が存在するときの地球システム と、中生代後期のような大陸氷床が存在しないときの地 球システムとでは、気候システムの構成要素の一つであ る氷床が存在しないという点だけを見ても、内部相互作 用が大きく異なる.それ故に、単純な比較は困難である が、氷室地球時代、温室地球時代のいずれについても、 大気中の二酸化炭素濃度の変化に対する地球の気温や海 水温の応答を明らかにすることは、今後の地球の気候変 動予測にとっても非常に重要な課題であろう.従って、 このような大気中の二酸化炭素濃度が高い時代の海水温 を実証的に明らかにする研究が盛んに行われてきた.現 世や第四紀の研究においては,海洋表層水温の変動に応 答して変化する化石群組成や化石の形態などを用いて海 水温の推定が試みられている.例えば,Neogloboquadrina pachydermaとN. incomptaとの産出個体数比(Ericson, 1959; Darling et al., 2006; Kucera, 2007など),浮遊性有 孔虫化石群の変換関数(Imbrie and Kipp, 1971; Sachs et al., 1977など)や,石灰質ナノ化石のココリスの形態と 表層水温との相関関係(Bollmann et al., 2002など)など である.ところが,中生代の堆積物に微化石として保存 されるプランクトンは,現在の海洋表層に棲息するプラ ンクトンとはその系統や形態が大きく異なることから, このような手法を中生代の堆積物へ無条件に適用するこ とはできない.そこで,中生代の古水温の解析には,古 くから主として地球化学的手法が用いられてきた.

地質時代の古水温を算出するための地球化学的代理指 標には、炭酸カルシウム中の酸素同位体比、方解石中の Mg/Ca元素比,アラレ石中のSr/Ca元素比などが一般的 に用いられ, 最近では, Ca同位体比 (Gussone et al., 2009, 2016; Inoue *et al.*, 2015など) やClumped isotope 法 (Eiler, 2007; Dennis et al., 2013 など) なども用いら れるようになった. 堆積物中の有機分子組成を用いる例 では, アルケノン古水温計 (U<sup>K</sup><sub>37</sub>) や, TEX<sub>86</sub>古水温計 などがよく知られている. これらのうち, Mg/Ca比やSr/ Ca比などの微量元素組成については, 続成の早い段階で 炭酸カルシウム中のMgやSrに富む部位が選択的に溶解 することが知られている (Barker et al., 2005; Rosenthal, 2007; Cochran et al., 2010など). また, 生物源炭酸カル シウムが形成される際は、母液である海水中のMg/Ca比 やSr/Ca比と生物源炭酸カルシウム中のMg/Ca比や, Sr/ Ca比とは非平衡であることが知られており(Gagan et al., 2000; Rosenthal, 2007 など), 絶滅した系統の生物に ついては、海水温とMg/Ca比、あるいはSr/Ca比との間 の温度換算式の構築が困難である.

このような理由から、中生代の古水温解析には、化石 として保存された炭酸カルシウム中の酸素同位体比がよ く用いられ、20世紀半ばから盛んに行われてきた.中生 代、あるいはそれ以前を対象とした研究では、ベレムナ イトを中心とした頭足類や腕足動物の化石が分析対象と された (Urey et al., 1951; Bowen, 1961; Fritz, 1965; Stevens and Clayton, 1971; Brand, 1986; Popp et al., 1986 など).ところが、ベレムナイトやアンモナイトなどの頭 足類は、必ずしも海洋表層に棲息する生物ではなく、か つ分類群ごとに棲息深度が異なっていたことが明らかに なっており (Anderson et al., 1994; Moriya et al., 2003; Moriya, 2015a),それらの化石の分析から得られた古水 温が水柱中のどの水深の水温を示すのかがよくわかない 点に問題があった (Moriya, 2015b).

一方, Emilianiらは, 酸素同位体比を用いた古水温推

定の手法を有孔虫化石に使用し(Emiliani, 1954a, 1954b, 1955, 1966; Shackleton, 1967など), 浮遊性の種と底生 の種を別々に分析することで、海洋の表層水温と底層水 温の変化を区別して議論することに成功した.また,海 棲生物の炭酸塩殻体の酸素同位体比には,海水の酸素同 位体比の変化、すなわち氷床量の変化や海水温の変動が 記録されることから、この手法をピストンコアラーで得 られた海底堆積物に適用することで、海水温/大陸氷床 量のダウンコア記録を解析し, 第四紀の氷期/間氷期サ イクルを見事に描き出した (Emiliani, 1955). その後, 深 海掘削計画(Deep Sea Drilling Project:DSDP)で,中 生代の堆積物コアが得られるようになり、中生代の堆積 物にもこの手法が応用されるようになった(Douglas and Savin, 1971, 1973, 1975, 1978; Saito and Van Donk, 1974). これにより、中生代においても海洋表層水温と 底層水温とを識別することが可能になり、さらには、浮 遊性有孔虫は種ごとに異なる水深に棲息していたことも 議論されるようになった.

ところがこの手法には2つの課題があった.第1の課題は化石の保存である.DSDPや国際深海掘削計画 (Ocean Drilling Program:ODP)が進むにつれて,世界 中の各地から白亜紀の試料が得られ,当時の低緯度地域 から高緯度地域までの様々な緯度において浮遊性有孔虫 化石の酸素同位体比の分析が行われた.それらの結果を 統合し,特定の一時間断面における海洋表層水温の緯度 分布を作成したところ,赤道域の海水温が20~25°C程 度と算出されることがあり,現在の海水温よりも低くな ることが見出された(Barrera and Savin, 1999; Huber *et al.*, 2002).

グリーンランドなどの高緯度地域に分布する白亜系か ら亜熱帯植物が産出し(Nathorst, 1911),北極海沿岸の 堆積物からもカメやワニ類などのは虫類化石が産出して いることから(Tarduno *et al.*, 1998; Vandermark *et al.*, 2009),白亜紀は極めて温暖であったことは疑いようが ないが,地球化学的代理指標からは高い水温情報が得ら れなかったのである.さらに,数値実験から推測された 白亜紀の海洋表層水温の分布も,浮遊性有孔虫化石の酸 素同位体比から得られた結果よりも有意に高くなること が示された(Barron and Peterson, 1989; Barron *et al.*, 1995).この,酸素同位体比から算出された古水温と,数 値実験による結果との乖離は低緯度地域で特に大きく, この現象はCool Tropic Paradoxと称され(D'Hondt and Arthur, 1996),当時の研究者のあいだで議論となってい た.

ところが、この現象は、続成変質を受けた試料を分析 していたことに起因することが明らかになり、それまで に得られていた酸素同位体比のデータの多くが、当時の 海水温を正確に算出するという用途には不向きであった ことが示された (Pearson *et al.*, 2001). そこで、今日で は,粘土質の堆積物から産出し,続成作用を受けてい ないことが十分に確認された化石試料を用いた分析や, 堆積物中の有機分子を用いた分析(TEX<sub>86</sub>)が行われる ようになり,白亜紀中期の赤道付近の海洋表層水温は32 ~35<sup>°</sup>C程度であったことが明らかになった(Forster *et al.*, 2007a, 2007b; Moriya *et al.*, 2007 など).ちなみに, Pearson *et al.*(2001)以前に分析されていた浮遊性有孔 虫化石は,元来透明であるはずの殻が変質し,実体顕微 鏡下で殻が白く見えている個体であった.一方,新たに 分析対象となった保存の良い有孔虫は,殻が変質してお らず,かつ殻内にも二次的な沈殿物がなく,透明でガラ ス質に見えることから,glassy preservedと呼ばれている (Pearson *et al.*, 2001; Moriya *et al.*, 2003, 2007).

第2の課題は現在の海洋地殻の年代である(図1).中 央海嶺で形成された海洋地殻は海溝での沈み込みによっ て失われるため、深海掘削の対象となりうる最古の海洋 地殻はジュラ紀後期(約1億7千万年前程度)に形成さ れたものである (Muller et al., 2008; Ruddiman, 2014). 従って, 深海底の堆積物を連続的に得ることができるの はこの年代までとなり、これよりも古い時代については 大陸地殻上の堆積物を利用せざるを得なくなる. 沈み込 み帯のない大西洋、なかでも北大西洋においては、パン ゲア大陸の分裂の開始が中生代中期であったことから, こちらも深海底の堆積物記録は白亜紀前期程度までしか 遡ることができない. さらに, 浮遊性有孔虫が出現した のが、ジュラ紀中期であり(Wernli and Görög, 2000; Görög and Wernli, 2003), 白亜紀の初期でも産出が稀な ため、それ以前の時代の海洋表層水温の推定には、分析 対象を他に求めなくてはならない.近年では、このよう な問題を克服するために, 堆積物中に保存された古細菌 の膜脂質の分子組成の分析(TEX<sub>86</sub>)や,陸棚浅海相か



図1. 現在の海洋地殻の形成年代. データはMuller *et al.* (2008)から引用.

Fig. 1. Map showing the oceanic crust age. Data are cited from Muller *et al.* (2008).

ら産出したリン酸塩からなる遊泳性の脊椎動物化石や腕 足動物(炭酸塩)の酸素同位体比分析などが行われてい る(Pucéat *et al.*, 2003; Dera *et al.*, 2009; Littler *et al.*, 2011; Jenkyns *et al.*, 2012; Alberti *et al.*, 2017; Robinson *et al.*, 2017 など).

#### 中生代後期の海洋環境

大洋の深層水温の経時変動は、地球の平均的気候状 態や、気候変動イベントをよく反映するとされている (Zachos et al., 2001, 2008; Friedrich et al., 2012など). 温室地球時代においても, 白亜紀中期の温暖化極大 期 (Cretaceous thermal maximum, mid-Cretaceous climate maximum) や, 暁新世 – 始新世温暖化極大事変 (Paleocene-Eocene Thermal Maximum; PETM), 始新 世中期高温期(Middle Eocene Climatic Optimum; MECO) など多くのイベントが深層水温, すなわち, 底生有孔虫 の酸素同位体層序のなかに認められる.現在の海洋にお いては,北大西洋深層水を起源とする深層循環が存在し, その水温は-2~+4℃程度であることが知られている (Broecker, 1987; 1991 など). 一方, 温室地球時代, 特に 白亜紀の深層水温は、12~16℃程度であり、白亜紀中期 の極温暖期には20℃程度に達していた(Friedrich et al., 2012). 白亜紀の深層水温が現在の深層水温と比べて著 しく高いことから,温室地球時代の深層循環は,低緯度 地域での活発な蒸発によって高塩分化した海水の沈み込 みを起源としていたとする説が提唱され、このような深 層水をWarm Saline Deep Water (WSDW) と呼んでい た (Brass et al., 1982; O'Connell et al., 1996など).

ところが、浮遊性有孔虫化石の酸素同位体組成に基づ く高緯度地域の海洋表層水温解析から、白亜紀の高緯度 地域の表層水温が15~20℃程度(あるいはそれ以上) と深層水温に近かったことが示された(Huber et al., 2002) (図2). さらに, 海洋大循環モデル (Ocean General Circulation Model; O-GCM) などの数値実験からも, 10 ~20℃程度の海水であっても、十分に深層循環を引き 起こす密度となること,低緯度地域での高塩分水は深層 まで沈み込むほどの密度にならないことなどが示された (Brady et al., 1998; Haupt and Seidov, 2001; Bice and Norris, 2002; Otto-Bliesner et al., 2002など). その結果, 現在では温室地球においても,深層水は高緯度で形成さ れるとの考えが一般的となっている. ただし, 白亜紀中 期までは北大西洋と北極海が大陸によって境され、閉鎖 的であった北大西洋などの海盆においては、高温・高塩 分の中層水が形成され、地域的には高温・高塩分の底層 水が拡がっていたと考えられている(Friedrich et al., 2008).

底生有孔虫化石の酸素同位体比記録から深層水温の長 期的変動や全球的なイベントが議論されてきたのに対し, 浮遊性有孔虫化石の酸素同位体比からは,海洋の混合層 の海水温(便宜的に本論ではこれを表層水温と呼ぶ)の 解析が行われてきた.特に,南北両半球の各地における 表層水温が明らかになることで,低緯度地域から高緯度 地域への表層水温の緯度勾配が議論されるようになった. 表層水温の子午面データが揃うことで,数値実験による 解析結果との直接比較が可能になり,低緯度地域から高 緯度地域への海洋による顕熱の輸送過程などが議論され るようになった(Bice and Norris, 2002 など). このよう に,表層水温の解析は,温室地球の気候動態を議論する うえで,重要な役割を果たしてきた.

#### 中生代後期の表層水温変動史

ジュラ紀や白亜紀前期では、浮遊性有孔虫化石を用い ることができないため、やや記録に乏しい.このような 時代では、ベレムナイト化石が分析の対象となることが 多く(Veizer *et al.*, 1999; Prokoph *et al.*, 2008 など),そ の分析結果からジュラ紀末期から白亜紀前期にかけては、 やや寒冷な気候状態であったと考えられてきた.実際に、 白亜紀中期では報告例のない漂礫岩の産出(Alley and Frakes, 2003)、方解石の多型で常圧では低温下でのみ形 成される Ikaite が変質した Glendonite(玄能石)の産出な どが報告されている(Kemper and Schmitz, 1975; De Lurio and Frakes, 1999; Price and Nunn, 2010).

しかし、上述のように、ベレムナイトは必ずしも海洋 の混合層内に棲息しているとは限らないため、浮遊性有 孔虫化石の分析記録との比較には注意が必要である.そ こで、近年では、リン酸塩からなる脊椎動物化石(主に 混合層を遊泳する魚類の歯化石)の酸素同位体比やTEX<sub>86</sub> 分析などから、ジュラ紀から白亜紀にかけての表層水温 の解析が行われている.

リン酸塩化石から得られたデータを中心に,記録の豊 富な緯度30~45°の水温について,その経時変化を見る と,ジュラ紀後期のカロビアン期~オックスフォーディ アン期にかけては,高温期が存在したことがうかがわれ る(図2).中生代のなかではジュラ紀中期が最も大気中 の二酸化炭素濃度が高かった時期であることから(Berner and Kothavala, 2001; Crowley and Berner, 2001; Royer *et al.*, 2004),この高温化はその影響を受けていると考えら れる.

一方,ジュラ紀末期から白亜紀前期の期間(キンメリッ ジアン期~アルビアン期)は、その前後に比べれば海水 温は低い傾向にあるが、白亜紀末期よりも高い海水温を 維持しており、必ずしも寒冷ではなかった可能性もある (図2).また、高緯度地域から得られたTEX<sub>86</sub>の結果も、 25℃以上の表層水温を示すなど(Littler *et al.*, 2011)、ベ レムナイト化石の解析や地質学的証拠から予測されてい た寒冷化傾向とは異なる表層水温解析結果も得られてい る.ジュラ紀後期から白亜紀前期の期間では,データの 得られている地域が限定的であり,かつ得られているデー タも少ないことから,今後,より多くの地域で新しいデー タを得ることで,その詳細が明らかになると期待される.

白亜紀中期には様々な代理指標によって、高水温を示 すデータが数多く得られている.緯度30~45°から得ら れたリン酸塩の酸素同位体比記録からは、90~100 Maの 期間は100~120 Maよりも温暖であったと考えられる. 一方、130~140 Maとの比較では、緯度0~15°から得 られたTEX<sub>86</sub>古水温は、130~140 Maの緯度15~30°か ら得られたTEX<sub>86</sub>古水温を僅かに上回る程度である.こ のことから、白亜紀においては、130~140 Maと90~ 100 Maがもっとも温暖であったことが推測できる(図2) (Wilson *et al.*, 2002; Moriya, 2011).110~130 Maの期 間からも、有孔虫の酸素同位体比データは得られている ものの、地層の年代決定の精度が十分でなく、本論では 議論の対象としてないデータもある.今後はこの区間の データの蓄積も重要であろう.

その後,90 Maから白亜紀/古第三紀境界(66 Ma)に かけて緯度30~45°の表層水温がおよそ10℃程度減少し ていることがわかる.記録は豊富ではないが,この時期 には低緯度地域(緯度0~30°)および高緯度地域(緯 度45~60°)の表層水温も減少しており,全球的に寒冷 化した時期であることがわかる(図2).白亜紀中期から 後期の大気中の二酸化炭素濃度の変動を解析した研究に よると(Breecker *et al.*, 2010),この時期には大気中の 二酸化炭素濃度が減少していたことが知られており,こ の寒冷化の要因は大気中の二酸化炭素濃度の減少と考え られている.

深海底堆積物から産出する保存の良い浮遊性有孔虫化 石の酸素同位体比分析から、白亜紀中期においては海洋 表層水温の記録が多く得られている(図2C).現世の浮 遊性有孔虫と同様に, 白亜紀の浮遊性有孔虫にも, 球状 の室を持つ形態 (globular form), キールを持つ形態 (keeled form; globotruncaniids), 2列ないし3列状配列 の室を持つ形態(biserial, triserial)など、多様な形態の 種が存在する. これらのうち, globular formの殻には, keeled formの殻よりも低い酸素同位体比, すなわちより 高い水温が記録されていることから, 白亜紀ではglobular form がより浅い水深に, keeled form がより深い水深に棲 息していたと考えられる (Pearson et al., 2001; Moriya et al., 2003 など). globular formの浮遊性有孔虫のなかでも Hedbergella属の分析から得られた水温は、同一年代から 産出した他の属の浮遊性有孔虫の分析値よりも高い水温 を示し、最も生息水深の浅い種の一つである(Wilson et al., 2002 など). それらの globular form の浮遊性有孔虫 化石の酸素同位体比から算出された白亜紀中期(約80~ 100 Ma)の赤道付近の表層水温は、約35℃と極めて温 暖であることが示された(図2C).上述のように、底生 化石102号



図2. 中生代ジュラ紀から白亜紀の海洋表層水温の経時変動(A, C)と現在の太平洋の海洋表層水温の緯度分布(B). A:ジュラ紀から白亜 紀の緯度ごとの海洋表層水温の経時変動. 丸記号,三角形記号,四角形記号,逆三角形記号および菱形記号は,それぞれ*Hedbergella*属の 浮遊性有孔虫化石,球状の室をもつ浮遊性有孔虫化石,脊椎動物の骨片化石,腕足動物化石およびTEX<sub>86</sub>から得られた古水温データを示す. データは,Huber *et al.* (1999, 2002),Bice and Norris (2002),Bice *et al.* (2003),Lécuyer *et al.* (2003),Moriya *et al.* (2003, 2007), Pucéat *et al.* (2003, 2007),Forster *et al.* (2007a),Bornemann *et al.* (2008),Littler *et al.* (2011),Alberti *et al.* (2017)から引用.浮 遊性有孔虫化石,脊椎動物化石,腕足動物化石およびTEX<sub>86</sub>からの古水温推定には,それぞれ,Bemis *et al.* (2017)から引用.浮 遊性有孔虫化石,脊椎動物化石,腕足動物化石およびTEX<sub>86</sub>からの古水温推定には,それぞれ,Bemis *et al.* (1998),Pucéat *et al.* (2010), Anderson and Arthur (1983)およびKim *et al.* (2010)の温度換算式を用いた.表層水の酸素同位体比は,Zachos *et al.* (1994)を用いて, *それぞれの緯度ごとの値に補正した.*塗りは,データの得られた古緯度を示す.引用元の文献に古緯度が示されていない場合は,van Hinsbergen *et al.* (2015)から古緯度を算出した.Het.;Hettangian,Sin.;Sinemurian,Pli.;Pliensbachian,Toa;Toarcian,Aal.;Aalenian, Baj.;Bajocian,Bat.;Bathonian,Cal.;Callovian,Oxf.;Oxfordian,Kim.;Kimmeridgian,Tit.;Tithonian,Ber.;Berriacian,Val.; Valanginian,Hau.;Hauterivian,Bar.;Barremian;Cen.;Cenomanian,Tur.;Turonian,Con.;Coniacian,San.;Santonian,Cam.; Campanian,Maa.;Maastrichtian.B:現在の太平洋の東経165°における海面水温の緯度分布.データは,Levitus and Boyer (1994)から 引用.C:66~110 Maの緯度ごとの海洋表層水温の経時変動.凡例は(A)を参照.

Fig. 2. Secular changes in sea surface water temperature (SST) from the Jurassic through the Cretaceous (A and C) and meridional gradient in SST in the modern Pacific Ocean (B). A: Distribution of SST in each paleolatitude from the Jurassic through the Cretaceous. Circles, triangles, rectangles, inverted triangles, and diamonds represent paleotemperatures recorded on *Hedbergella* (planktic foraminifers), globular chambered planktic foraminifers, vertebrate remains, brachiopods, and TEX<sub>86</sub>, respectively. Data are cited from Huber *et al.* (1999, 2002), Bice and Norris (2002), Bice *et al.* (2003), Lécuyer *et al.* (2003), Moriya *et al.* (2003, 2007), Pucéat *et al.* (2003, 2007), Forster *et al.* (2007a), Bornemann

有孔虫化石の酸素同位体比分析による深層水温データは, 60~120 Maの期間では,90~100 Maが最も温暖であっ たことを示しているが (Friedrich *et al.*, 2012),浮遊性 有孔虫化石の分析による表層水温の解析からもそのこと が裏付けられたと言える.

# 白亜紀の海洋表層水温の緯度分布と 海洋循環モデル

白亜紀中期から後期,特に,90 Ma付近や70 Ma付近 では,低緯度地域から高緯度地域まで,数多くのデータ が得られており,表層水温の緯度勾配を議論することが できる(図2).上述のように,約90 Maの赤道付近の表 層水温は約35 °Cに達していたが,特に,海洋無酸素事変 が発生した白亜紀中期・セノマニアン期/チューロニア ン期境界付近は,一時的に赤道付近の表層水温が37 °Cに も達したことが明らかになっている(図2C).現在の海 洋において,表層水温が最も高い海域は,赤道太平洋の 西部にある西太平洋暖水塊(Western Pacific Warm Pool; WPWP)であり,その表層水温は約29 °Cであるが,そ れと比較すると5~8 °C程度高かったことになる.

約90 Maにおいては、赤道付近の海水温に加え、緯度 30~45°の中緯度地域、さらには60°付近の高緯度地域 からもglobular formの浮遊性有孔虫化石が得られており、 それらの酸素同位体比分析も行われた.その結果、赤道 付近と緯度60°付近とのあいだの表層水温の差は約15°C 程度であることが示された(図2C).これは現在の赤道 付近から緯度60°付近の間の表層水温の差、約25°Cより もはるかに小さい(図2B).表層水温の緯度勾配が小さ いことは、90 Maに限られたことではなく、70 Maにおい ても赤道と緯度60°付近との間の温度勾配は約15°Cであ る.さらに、約135 Maにおいても、緯度20°程度と60° 程度との間の温度勾配は約10°Cであり、子午面における 極めて緩い温度勾配は温室地球システムに特有のもので あると言える(Pearson *et al.*, 2001; Bice and Norris, 2002; Huber *et al.*, 2002; Moriya, 2011 など).

この,代理指標のデータから得られた極めて緩い子午 面の温度勾配を検証・検討するために,大気中の二酸化 炭素濃度を高く設定した条件で多くの数値実験がおこな われた.しかし,2000年台初頭までに行われていた大循 環モデル (General Circulation Model; GCM) では,大 気中の二酸化炭素濃度を変化させるだけでは、この温度 勾配を再現することは容易ではなかった (Bice and Norris, 2002; Bice et al., 2006). 具体的には, 大気中の二酸化炭 素濃度の境界条件を,代理指標から得られた赤道水温(約 35℃)を再現することが可能な程度に高く設定した場合 でも、モデルから得られた高緯度地域の海水温は代理指 標から得られた値より有意に低温となっていた. その結 果,大気中の二酸化炭素濃度を増加させた条件での再現 数値実験では、低緯度から高緯度への熱輸送量を人為的 に4倍程度に上げるなどの必要があった (Bice and Norris, 2002). そのため、温室地球においては、現在の地球と は異なる未知の(あるいは見落とされた)熱輸送メカニ ズムが存在した,あるいは,他の温室効果ガスの濃度が 非常に高かった,などの仮説が提唱されてきた.このよ うな背景もあり、上述のWSDWの存在などが検討され た経緯があり, 温室地球時代の地球システムの解明に挑 む古海洋学者の研究課題の一つとなってきた.また,他 の温室効果ガスに原因を求める場合、産業革命以前は 722 ppbv 程度であった大気中のメタンの濃度を50 ppmv 程度にする必要があるなど(Bice et al., 2006),相当程 度の改変を加える必要があった.

ところが,近年,大気循環と海洋循環が完全に結合さ れたモデル (例えば, Community Climate System Model; CCSM や, Model for Interdisciplinary Research On Climate; MIROCなど)による数値実験が可能になり, この状況が一変することとなった. 2000年台初頭までに 用いられていたモデルでは、海洋循環と大気循環は別々 に計算されており,互いに計算結果を受け渡すことで両 者をカップリングさせて解析を行っていた.一方,これ らの近年積極的に用いられるようになったモデルは,大 気循環と海洋循環を完全に結合させて一度に計算を行っ ていることから、2000年台初頭までとは本質的に異なる 計算が行えるようになった. Upchurch et al. (2015) で は, CCSM を用い, 大気中の二酸化炭素濃度を産業革命 前の6倍 (1680 ppmv), あるいは2倍 (560 ppmv) に設 定し、さらに雲に含まれる水分量の調整などを行うこと で白亜紀末のマーストリチヒアン期の数値実験を行った. その結果、それまで数値実験では再現することが困難で あった,緩い子午面間の温度勾配を,人為的な操作なし

*et al.* (2008), Littler *et al.* (2011), Alberti *et al.* (2017). Paleotemperatures were calculated with the equations published by Bemis *et al.* (1998), Pucéat *et al.* (2010), Anderson and Arthur (1983), and Kim *et al.* (2010) for planktic foraminifers, vertebrate remains, brachiopos, and TEX<sub>86</sub>, respectively. Oxygen isotopic compositions of sea surface water were adjust to each latitude with using the equation of Zachos *et al.* (1994). Colors for filling of each symbol represent paleolatitude of the locality. When paleolatitude was not provided in the original litreture, it was computed with van Hinsbergen *et al.* (2015). Het.; Hettangian, Sin.; Sinemurian, Pli.; Pliensbachian, Toa; Toarcian, Aal.; Aalenian, Baj.; Bajocian, Bat.; Bathonian, Cal.; Callovian, Oxf.; Oxfordian, Kim.; Kimmeridgian, Tit.; Tithonian, Ber.; Berriacian, Val.; Valanginian, Hau.; Hauterivian; Bar., Barremian; Cen.; Cenomanian, Tur.; Turonian, Con.; Coniacian, San.; Santonian, Cam.; Campanian, Maa.; Maastrichtian. B: Distribution of SSTs in the modern Pacific along the longitude 165°E line. Data are cited from Levitus and Boyer (1994). C: Secular changes in SSTs from 110 Ma through 66 Ma. See legends for panel A.

守屋和佳

で再現することに成功した.これは,温室地球時代の気候システムの研究にとって大きな一歩であり,今後,数値実験と代理指標によるデータとの詳細な比較と解析を行うことで,現在とは異なる気候モードである,無氷床状態の地球システムの理解が促進されると期待している.

## おわりに

温室地球時代は,現在のような氷床の存在する時代と は全く異なる時代であったことは言うまでもない.地球 誕生以降,その極初期を除いて,地球気候システムに加 えられる外部強制力は,太陽放射,プレートテクトニク スおよび地球軌道の変化の三要素であったが,温室地球 時代と氷室地球時代とでは,内部相互作用の重要な要素 である氷床の有無という点で非常に大きな違いがある. しかし,両者ともに,地球の歴史の一部であり,地球の 表層環境は,全球凍結状態,部分凍結状態,ないし無氷 床状態の間を遷移しながら今日まで保たれてきた.従っ て,地球表層環境システムの本質的理解のためには,現 世のような氷室地球時代だけでなく,温室地球時代の解 析も不可欠である.

また, 顕生累代だけに注目しても, その期間のうち約 80%は無氷床状態であり(Hoffman, 2015), その間の地 球表層環境の変化に伴い生命は進化を繰り返してきた. 温室地球時代における表層環境の理解は, 地球環境シス テムの理解のみならず, 生命の多様性変動や進化を議論 する上でも重要であろう.

しかしながら,温室地球時代の気候システムについて は、未知の点が多いことは否めない.本論でも述べたよ うに,代理指標データから得られた海水温の緯度分布の 数値実験による再現も、ようやく実現され始めたばかり であり,詳細な海洋循環や大気循環,さらには温室地球 における気候フィードバックの解析等は今後の課題であ る. 代理指標のデータについても, 当時唯一の大洋であっ た太平洋から得られたデータはいまだに限定的である. 例えば海洋循環の代理指標であるネオジムの同位体デー タについては、太平洋からのデータは数えるほどしか存 在せず (Thomas, 2004; Murphy and Thomas, 2012; Moiroud et al., 2013 など), データの地理的分布の観点, 水深分布の観点の両面において、全球的な海洋循環の様 相を示すには不十分である. 今後, 温室地球時代の気候 システムを明らかにするためには、事象の発生時間の前 後関係を議論できるような時間解像度でのデータ取得 や、海域のみならず陸域でのデータ取得と、数値実験と の連携による気候変動メカニズムの議論が求められるで あろう.

また,現在我々人類は深刻な地球温暖化問題に直面している.そのため,10年,50年といった極めて近い将来の地球気候の予測を行うことが喫緊の課題であり,多く

の研究が行われてきた.特に、氷期と間氷期との間の気 候変動やその遷移等については,学術的な興味に加え, この将来予測のためにも積極的に研究が行われてきた. 近未来の地球における大気中の二酸化炭素濃度の予測に はいくつかのシナリオがあるが、今後も化石燃料の使用 を継続し、人口も大幅に増加することを想定したシナリ オ (Riahi et al., 2011) では, 西暦 2100 年の大気中の 二酸化炭素濃度は1000 ppmv を超えると想定されている (Meinshausen et al., 2011). この濃度は、明らかに温室 地球時代の濃度に相当する. さらに, EOTにおいて, 温 室地球から氷室地球に転換した際の大気中の二酸化炭素 濃度はおよそ500~800 ppmv であったと想定されている (Pagani et al., 1999, 2005; Pearson and Palmaer, 2000). 当然,無氷床状態から部分凍結状態への気候ジャンプを 引き起こす閾値と、その逆とでは異なっているであろう が、今後、地球温暖化が進行し続けるようであれば、こ の無氷床状態への気候ジャンプへの境界に近づくことに なるかもしれない. 温室地球の気候システムの研究は, 学術的興味だけでなく,現実的な将来予測の一部である とも言えよう.

#### 謝辞

本論は2016年1月に京都大学で開催された日本古生物 学会第165回例会のシンポジウム(1)「白亜紀の層序学・ 古生物学の進展と環境変動」での講演を元に編纂した. 同シンポジウムのコンビナーで,本論を執筆する機会を 与えていただいた安藤寿男博士と西 弘嗣博士に感謝す る. 匿名の査読者1名と川辺文久博士による有意義なご 意見により,本稿は大きく改善された.また,編集委員 長の佐藤たまき博士には,格別のご厚情を賜った.記し て感謝する.本研究の一部は,JSPS科研費16H04070の 助成を受けて行われた.

# 文献

- Alberti, M., Fürsich, F. T., Abdelhady, A. A. and Andersen, N., 2017. Middle to Late Jurassic equatorial seawater temperatures and latitudinal temperature gradients based on stable isotopes of brachiopods and oysters from Gebel Maghara, Egypt. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 468, 301-313.
- Alley, N. F. and Frakes, L. A., 2003. First known Cretaceous glaciation: Livingston Tillite Member of the Cadna-owie Formation, South Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, 50, 139–144.
- Anderson, T. F. and Authur, M. A., 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. *In* Authur, M. A., Anderson, T. F., Kaplan, I. R., Veizer, J. and Land, L. S., *eds.*, *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, 1–151. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa.
- Anderson, T. F., Popp, B. N., Williams, A. C., Ho, L.-Z. and Hudson, J. D., 1994. The stable isotopic record of fossils from the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK:

palaeoenvironmental implications. *Journal of Geological Society of London*, **151**, 125–138.

- Barker, S., Cacho, I., Benway, H. and Tachikawa, K., 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: A methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 24, 821–834.
- Barrera, E. and Savin, S. M., 1999. Evolution of late Campanian– Maastrichtian marine climates and oceans. *In* Barrera, E. and Johnson, C. C., *eds.*, *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*, 245–282. The Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Barron, E. J., Fawcett, P. J., Peterson, W. H., Pollard, D. and Thompson, S. L., 1995. A "simulation" of mid-Cretaceous climate. *Paleoceanography*, **10**, 953–962.
- Barron, E. J. and Peterson, W. H., 1989. Model Simulation of the Cretaceous Ocean Circulation. *Science*, **244**. 684–686.
- Beerling, D. J., McElwain, J. C. and Osborne, C. P., 1998. Stomatal responses of the 'living fossil' *Ginkgo biloba* L. to changes in atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Journal of Experimental Botany*, 49, 1603–1607.
- Bemis, B. E., Spero, H. J., Bijima, J. and Lea, D. W., 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, **13**, 150–160.
- Berner, R. A., 2006. GEOCARBSULF: A combined model for Phanerozoic atmospheric O<sub>2</sub> and CO<sub>2</sub>. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **70**, 5653–5664.
- Berner, R. A. and Kothavala, Z., 2001. GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 301. 182–204.
- Bice, K. L., Birgel, D., Meyers, P. A., Dahl, K. A., Hinrichs, K. and Norris, R. D., 2006. A multiple proxy and model study of Cretaceous upper ocean temperatures and atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Paleoceanography*, **21**, PA2002.
- Bice, K. L., Huber, B. T. and Norris, R. D., 2003. Extreme polar warmth during the Cretaceous greenhouse? Paradox of the late Turonian  $\delta^{18}$ O record at Deep Sea Drilling Project Site 511. *Paleoceanography*, **18**, 1031.
- Bice, K. L. and Norris, R. D., 2002. Possible atmospheric  $CO_2$  extremes of the Middle Cretaceous (late Albian–Turonian). *Paleoceanography*, **17**, 1070.
- Bohaty, S. M., Zachos, J. C. and Delaney, M. L., 2012. Foraminiferal Mg/Ca evidence for Southern Ocean cooling across the Eocene-Oligocene transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 317, 251–261.
- Bollmann, J., Henderiks, J. and Brabec, B., 2002. Global calibration of *Gephyrocapsa* coccolith abundance in Holocene sediments for paleotemperature assessment. *Paleoceanography*, **17**, 1035.
- Bornemann, A., Norris, R. D., Friedrich, O., Bechmann, B., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J. S., Vogel, J., Hofmann, P. and Wagner, T., 2008. Isotopic evidence for glaciation during the Cretaceous supergreenhouse. *Science*, **319**, 189–192.
- Bowen, R., 1961. Paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoidea from Germany and Poland. *Journal of Geology*, **69**, 75–83.
- Brady, E. C., DeConto, R. M. and Thompson, S. L., 1998. Deep water formation and Poleward Ocean heat transport in the warm climate extreme of the Cretaceous (80 Ma). *Geophysical Research Letters*, 25, 4205–4208.
- Brand, U., 1986. Paleoenvironmental analysis of Middle Jurassic (Callovian) ammonoids from Poland: trace elements and stable isotopes. *Journal of Paleontology*, **60**, 293–301.
- Brass, G. W., Southam, J. R. and Peterson, W. H., 1982. Warm saline bottom water in the ancient ocean. *Nature*, **296**, 620–623.
- Breecker, D. O., Sharp, Z. D. and McFadden, L. D., 2010. Atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations during ancient greenhouse climates were similar

to those predicted for A.D. 2100. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 107, 576–580.

- Broecker, W. S., 1987. Unpleasant surprises in the greenhouse? *Nature*, **328**, 123-126.
- Broecker, W. S., 1991. The Great Ocean Conveyor. *Oceanography*, 4, 79–89.
- Caldeira, K. and Kasting, J. F., 1992. Susceptibility of the early Earth to irreversible glaciation caused by carbon dioxide clouds. *Nature*, 359, 226–228.
- Cerling, T. E., 1991. Carbon-dioxide in the atmosphere-evidence from Cenozoic and Mesozoic paleosols. *American Journal of Science*, 291, 377–400.
- Cochran, J. K., Kallenberg, K., Landman, N. H., Harries, P. J., Weinreb, D., Turekian, K. K., Beck, A. J. and Cobban, W. A., 2010. Effect of diagenesis on the Sr, O, and C isotope composition of late Cretaceous mollusks from the Western Interior Seaway of North America. *American Journal of Science*, **310**, 69–88.
- Coxall, H. K., Wilson, P. A., Pälike, H., Lear, C. H. and Backman, J., 2005. Rapid stepwise onset of Antarctic glaciation and deeper calcite compensation in the Pacific Ocean. *Nature*, 433, 53–57.
- Crowley, T. J., 1998. Significance of tectonic boundary conditions for paleoclimate simulations. In Crowley, T. J. and Burke, K. C., eds., Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions, 3–17. Oxford University Press, New York.
- Crowley, T. J. and Berner, R. A., 2001. CO<sub>2</sub> and climate change. *Science*, **292**, 870–872.
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M. C., Frame, D., Manhowald, N. and Winther, J. G., 2013. Introduction. In Stocher, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P. M., eds., Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 119–158. Cambridge University Press, Cambridge, U.K. and New York, U.S.A.
- Darling, K. F., Kucera, M., Kroon, D. and Wade, C. M., 2006. A resolution for the coiling direction paradox in *Neogloboquadrina* pachyderma. Paleoceanography, 21, PA2011.
- De Lurio, J. L. and Frakes, L. A., 1999. Glendonites as a paleoenvironmental tool: Implications for early Cretaceous high latitude climates in Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 1039–1048.
- Dennis, K. J., Cochran, J. K., Landman, N. H. and Schrag, D. P., 2013. The climate of the Late Cretaceous: New insights from the application of the carbonate clumped isotope thermometer to Western Interior Seaway macrofossil. *Earth and Planetary Science Letters*, 362, 51–65.
- Dera, G., Pucéat, E., Pellenard, P., Neige, P., Delsate, D., Joachimski, M. M., Reisberg, L. and Martinez, M., 2009. Water mass exchange and variations in seawater temperature in the NW Tethys during the Early Jurassic: Evidence from neodymium and oxygen isotopes of fish teeth and belemnites. *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 198–207.
- D'Hondt, S. and Arthur, M. A., 1996. Late Cretaceous oceans and the cool tropic paradox. *Science*, **271**, 1838–1841.
- Douglas, R. G. and Savin, S. M., 1971. Isotopic analyses of planktonic foraminifera from the Cenozoic of the Northwest Pacific, Leg 6. *In* Fischer, A. G. Heezen, B. C., Boyce, R. E., Bukry, D., Douglas, R. G., Garrison, R. E., Kling, S. A., Krasheninnikov, V., Lisitzin, A. P. and Pimm, A. C., *eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume VI*, 1123–1127. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Douglas, R. G. and Savin, S. M., 1973. Oxygen and carbon isotope analyses of Cretaceous and Tertiary foraminifera from the central North Pacific. *In* Winterer, E. L., Ewing, J. I., Douglas R. D., Jarrard, R. D., Lancelot, Y., Moberly, R. M., Moore Jr., T. C., Roth,

P. H. and Schlanger, S. O. eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 17, 591–607. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.

- Douglas, R. G. and Savin, S. M., 1975. Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from the Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. *In* Larson, R. L., Moberly, R., Bukry, D., Foreman, H. P., Gardner, J. V., Keene, J. B., Lancelot, Y., Luterbacher, H., Marshall, M. C. and Matter, A., *eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 32*, 509–520. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C.
- Douglas, R. G. and Savin, S. M., 1978. Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **3**, 175–196.
- Eiler, J. M., 2007. "Clumped-isotope" geochemistry The study of naturally-occurring, multiply-substituted isotopologues. *Earth and Planetary Science Letters*, 262, 309–327.
- Ekart, D. D., Cerling, T. E., Montanez, I. P. and Tabor, N. J., 1999. A 400 million year carbon isotope record of pedogenic carbonate: Implications for paleoatmospheric carbon dioxide. *American Journal* of Science, 299, 805–827.
- Emiliani, C., 1954a. Depth habitats of some species of pelagic foraminifera as indicated by oxygen isotope ratios. *American Journal of Science*, **252**, 149–158.
- Emiliani, C., 1954b. Temperatures of Pacific bottom water and polar superficial waters during the Tertiary. *Science*, **119**, 853–855.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 538–578.
- Emiliani, C., 1966. Isotopic paleotemperatures. Science, 154, 851-857.
- Ericson, D. B., 1959. Coiling direction of *Globigerina pachyderma* as a climatic index. *Science*, **130**, 219–220.
- Feulner, G., 2012. The faint young Sun problem. *Reviews of Geophysics*, **50**. RG2006.
- Forster, A., Schouten, S., Baas, M. and Damste, J. S. S., 2007a. Mid-Cretaceous (Albian-Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology*, 35, 919–922.
- Forster, A., Schouten, S., Moriya, K., Wilson, P. A. and Damste, J. S. S., 2007b. Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/Turonian oceanic anoxic event 2: Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, 22, PA1219.
- Frakes, L. A., Francis, J. E. and Syktus, J. I., 1992. Climate Modes of the Phanerozoic. 274p., Cambridge University Press, Cambridge.
- Friedrich, O., Erbacher, J., Moriya, K., Wilson, P. A. and Kuhnert, H., 2008. Warm saline intermediate waters in the Cretaceous tropical Atlantic Ocean. *Nature Geoscience*, 1, 453–457.
- Friedrich, O., Norris, R. D. and Erbacher, J., 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans-A 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology*, **40**, 107–110.
- Fritz, P., 1965. O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> Isotopenanalysen und paleotemperaturbestimmungen an belemniten aus dem Schwäb. Jura. *Geologische Rundschau*, 54, 261–269.
- Gagan, M. K., Ayliffe, L. K., Beck, J. W., Cole, J. E., Druffel, E. R. M., Dunbar, R. B. and Schrag, D. P., 2000. New views of tropical paleoclimates from corals. *Quaternary Science Reviews*, **19**, 45–64.
- Gale, A. S., Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W. J., Young, J. R. and Phansalkar, V., 2002. Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: Evidence for Milankovitch control on sea level. *Geology*, **30**, 291–294.
- Görög, Á. and Wernli, R., 2003. Palaeobiogeography of the Middle Jurassic protoglobigerinids (Foraminifera). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **96**, 237–248.
- Gussone, N., Honisch, B., Heuser, A., Eisenhauer, A., Spindler, M. and Hemleben, C., 2009. A critical evaluation of calcium isotope ratios in tests of planktonic foraminifers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 7241–7255.

- Gussone, N., Schmitt, A. D., Heuser, A., Wombacher, F., Dietzel, M., Tipper, E. and Schiller, M., 2016. *Calcium Stable Isotope Geochemistry*. 260 p., Springer-Verlag, Berlin.
- Haupt, B. J. and Seidov, D., 2001. Warm deep-water ocean conveyor during Cretaceous time. *Geology*, 29, 295–298.
- Hoffman, P., 2015. Snowball Earth. In Gargaud, M., Irvine, W. M., Amils, R., Cleaves, H. J., Pinti, D. L., Quintanilla, J. C., Rouan, D., Spohn, T., Tirard, S. and Viso, M., eds., Encyclopedia of Astrobiology, 2277–2283. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Hoffman, P. F. and Schrag, D. P., 2002. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14, 129–155.
- Huber, B. T., Leckie, R. M., Norris, R. D., Bralower, T. J. and CoBabe, E., 1999. Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian–Turonian boundary in the subtropical north Atlantic. *Journal of Foraminiferal Research*, 29, 392–417.
- Huber, B. T., Norris, R. D. and MacLeod, K. G., 2002. Deep-sea paleotemperature record of extreme warmth during the Cretaceous. *Geology*, **30**, 123–126.
- Ikeda, T. and Tajika, E., 1999. A study of the energy balance climate model with CO<sub>2</sub>-dependent outgoing radiation: Implication for glaciation during the Cenozoic. *Geophysical Research Letters*, 26, 349–352.
- Imbrie, J. and Kipp, N. G., 1971. A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. *In* Turekian, K. K., *ed.*, *The Late Cenozoic Glacial Ages*, 71–181. Yale University Press, New Haven.
- Inoue, M., Gussone, N., Koga, Y., Iwase, A., Suzuki, A., Sakai, K. and Kawahata, H., 2015. Controlling factors of Ca isotope fractionation in scleractinian corals evaluated by temperature, pH and light controlled culture experiments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 167, 80–92.
- Jenkyns, H. C., Schouten-Huibers, L., Schouten, S. and Damste, J. S. S., 2012. Warm Middle Jurassic–Early Cretaceous high-latitude sea-surface temperatures from the Southern Ocean. *Climate of the Past*, 8, 215–226.
- Kanzaki, Y. and Murakami, T., 2015. Estimates of atmospheric CO<sub>2</sub> in the Neoarchean–Paleoproterozoic from paleosols. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **159**, 190–219.
- Kemper, E. and Schmitz, H. H., 1975. Stellate nodules from the Upper Deer Bay Formation (Valanginian) of Arctic Canada. *Geological Survey of Canada Paper*, **75–C1**, 109–119.
- Kennett, J. P. and Shackleton, N. J., 1976. Oxygen isotopic evidence for the development of the psychrosphere 38 Myr ago. *Nature*, 260 513–515.
- Kim, J. H., van der Meer, J., Schouten, S., Helmke, P., Willmott, V., Sangiorgi, F., Koc, N., Hopmans, E. C. and Damste, J. S. S., 2010. New indices and calibrations derived from the distribution of crenarchaeal isoprenoid tetraether lipids: Implications for past sea surface temperature reconstructions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 4639–4654.
- Kucera, M., 2007. Planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments. In Hillaire-Marces, C. and De Vernal, A., eds., Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography, 213–262. Elsevier. Amsterdam.
- Lear, C. H., Bailey, T. R., Pearson, P. N., Coxall, H. K. and Rosenthal, Y., 2008. Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. *Geology*, 36, 251–254.
- Lécuyer, C., Bogey, C., Garcia, J. P., Grandjean, P., Barrat, J. A., Floquet, M., Bardet, N. and Pereda-Superbiola, X., 2003. Stable isotope composition and rare earth element content of vertebrate remains from the Late Cretaceous of northern Spain (Laño): Did the environmental record survive? *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, **193**, 457–471.

Levitus, S. and Boyer, T. P., 1994. World Ocean Atlas 1994.

- Li, X. H., Jenkyns, H. C., Zhang, C. K., Wang, Y., Liu, L. and Cao, K., 2014. Carbon isotope signatures of pedogenic carbonates from SE China: rapid atmospheric  $pCO_2$  changes during middle-late Early Cretaceous time. *Geological Magazine*, **151**, 830–849.
- Littler, K., Robinson, S. A., Bown, P. R., Nederbragt, A. J. and Pancost, R. D., 2011. High sea-surface temperatures during the Early Cretaceous Epoch. *Nature Geoscience*, 4, 169–172.
- MacLeod, K. G., Huber, B. T., Berrocoso, Á. J. and Wendler, I., 2013. A stable and hot Turonian without glacial  $\delta^{18}$ O excursions is indicated by exquisitely preserved Tanzanian foraminifera. *Geology*, **41**, 1083–1086.
- Meinshausen, M., Smith, S. J., Calvin, K., Daniel, J. S., Kainuma, M. L. T., Lamarque, J. F., Matsumoto, K., Montzka, S. A., Raper, S. C. B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G. J. M. and Vuuren, D. P. P., 2011. The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climatic Change*, 109, 213–241.
- Miller, K. G., Fairbanks, R. G. and Mountain, G. S., 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion. *Paleoceanography*, **2**, 1–19.
- Miller, K. G., Sugarman, P. J., Browning, J. V., Kominz, M. A., Olsson, R. K., Feigenson, M. D. and Hernández, J. C., 2004. Upper Cretaceous sequences and sea-level history, New Jersey Coastal Plain. *Geological Society of America Bulletin*, **116**, 368–393.
- Miller, K. G., Wright, J. D. and Browning, J. V., 2005. Visions of ice sheets in a greenhouse world. *Marine Geology*, 217, 215–231.
- Moiroud, M., Pucéat, E., Donnadieu, Y., Bayon, G., Moriya, K., Deconinck, J-F. and Boyet, M., 2013. Evolution of the neodymium isotopic signature of neritic seawater on a northwestern Pacific margin: New constrains on possible end-members for the composition of deep-water masses in the Late Cretaceous ocean. *Chemical Geology*, 356, 160–170.
- Moriya, K., 2011. Development of the Cretaceous greenhouse climate and the oceanic thermal structure. *Paleontological Research*, 15, 77–88.
- Moriya, K., 2015a. Evolution of habitat depth in the Jurassic– Cretaceous ammonoids. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 112, 15540–15541.
- Moriya, K., 2015b. Isotope signature of ammonoid shells. In Klug, C., Korn, D., De Baets, K., Kruta, I. and Mapes, R. H., eds., Ammonoid Paleobiology: From Anatomy to Ecology, 793–836. Springer, Netherlands.
- Moriya, K., Nishi, H., Kawahata, H., Tanabe, K. and Takayanagi, Y., 2003. Demersal habitat of Late Cretaceous ammonoids: Evidence from oxygen isotopes for the Campanian (Late Cretaceous) northwestern Pacific thermal structure. *Geology*, **31**, 167–170.
- Moriya, K., Wilson, P. A., Friedrich, O., Erbacher, J. and Kawahata, H., 2007. Testing for ice sheets during the mid-Cretaceous greenhouse using glassy foraminiferal calcite from the mid-Cenomanian tropics on Demerara Rise. *Geology*, **35**, 615–618.
- Murphy, D. P. and Thomas, D. J., 2012. Cretaceous deep-water formation in the Indian sector of the Southern Ocean. *Paleoceanography*, **27**, PA1211.
- Muller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C. and Roest, W. R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 9, Q04006.
- Nathorst, A. G., 1911. On the value of the fossil floras of the Arctic regions as evidence of geological climates. *Geological Magazine, Decade 5*, **8**. 217–225.
- O'Connell, S., Chandler, M. A. and Ruedy, R., 1996. Implications for the creation of warm saline deep water: Late Paleocene reconstructions and global climate model simulations. *Geological Society of America Bulletin*, **108**, 270–284.
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C. and Shields, C., 2002. Late Cretaceous ocean: Coupled simulations with the National Center

for Atmospheric Research Climate System Model. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 107, 4019.

- Pagani, M., Arthur, M. A. and Freeman, K. H., 1999. Miocene evolution of atmospheric carbon dioxide. *Paleoceanography*, 14, 273–292.
- Pagani, M., Zachos, J. C., Freeman, K. H., Tipple, B. and Bohaty, S., 2005. Marked decline in atmospheric carbon dioxide concentrations during the Paleogene. *Science*, **309**. 600–603.
- Pearson, P. N., Ditchfield, P. W., Singano, J., Harcourt-Brown, K. G., Nicholas, C. J., Olsson, R. K., Shackleton, N. J. and Hall, M. A., 2001. Warm tropical sea surface temperatures in the Late Cretaceous and Eocene epochs. *Nature*, **413**, 481–487.
- Pearson, P. N. and Palmaer, M. R., 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406, 695–699.
- Popp, B. N., Anderson, T. F. and Sandberg, P. A., 1986. Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1262–1269.
- Price, G. D. and Nunn, E. V., 2010. Valanginian isotope variation in glendonites and belemnites from Arctic Svalbard: Transient glacial temperatures during the Cretaceous greenhouse. *Geology*, 38, 251–254.
- Prokoph, A., Shields, G. A. and Veizer, J., 2008. Compilation and time-series analysis of a marine carbonate  $\delta^{18}$ O,  $\delta^{13}$ C,  $^{87}$ Sr/ $^{86}$ Sr and  $\delta^{34}$ S database through Earth history. *Earth-Science Reviews*, **87**, 113–133.
- Pucéat, E., Joachimski, M. M., Bouilloux, A., Monna, F., Bonin, A., Motreuil, S., Morinière, P., Hénard, S., Mourin, J., Dera, G. and Quesne, D., 2010. Revised phosphate-water fractionation equation reassessing paleotemperatures derived from biogenic apatite. *Earth* and Planetary Science Letters, 298, 135–142.
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Donnadieu, Y., Naveau, P., Cappetta, H., Ramstein, G., Huber, B. T. and Kriwet, J., 2007. Fish tooth  $\delta^{18}$ O revising Late Cretaceous meridional upper ocean water temperature gradients. *Geology*, **35**, 107–110.
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S. M. F., Dromart, G., Reboulet, S. and Grandjean, P., 2003. Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography*, 18, 1029.
- Retallack, G. J., 2001. A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles. *Nature*, **411**. 287–290.
- Retallack, G. J., 2009. Greenhouse crises of the past 300 million years. Geological Society of America Bulletin, 121, 1441–1455.
- Riahi, K., Rao, S., Krey, V., Cho, C., Chirkov, V., Fischer, G., Kindermann, G., Nakicenovic, N. and Rafaj, P., 2011. RCP 8.5— A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, **109**, 33–57.
- Robinson, S. A., Ruhl, M., Astley, D. L., Naafs, B. D. A., Farnsworth, A. J., Bown, P. R., Jenkyns, H. C., Lunt, D. J., O'Brien, C., Pancost, R. D. and Markwick, P. J., 2017. Early Jurassic North Atlantic seasurface temperatures from TEX<sub>86</sub> palaeothermometry. *Sedimentology*, 64, 215–230.
- Rosenthal, Y., 2007. Elemental proxies for reconstructing Cenozoic seawater paleotemperatures from calcareous fossils. *In* Hillaire-Marces, C. and De Vernal, A., *eds.*, *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*, 765–797. Elsevier, Amsterdam.
- Royer, D. L., 2010. Fossil soils constrain ancient climate sensitivity. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 107, 517–518.
- Royer, D. L., Berner, R. A., Montañez, I. P., Tabor, N. J. and Beerling, D. J., 2004. CO<sub>2</sub> as a primary driver of Phanerozoic climate. *GSA Today*, 14, 4–10.
- Ruddiman, W. F., 2014. *Earth's Climate Past and Future*. 445 p. W.H. Freeman and Company, New York.
- Sachs, H. M., Webb, T. and Clark, D. R., 1977. Paleoecological

transfer-functions. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 5, 159–178.

- Sagan, C. and Mullen, G., 1972. Earth and Mars: Evolution of atmospheres and surface temperatures. *Science*, **177**, 52–56.
- Saito, T. and Van Donk, J., 1974. Oxygen and carbon isotope measurements of Late Cretaceous and Early Tertiary foraminifera. *Micropaleontology*, 20, 152–177.
- Salamy, K. A. and Zachos, J. C., 1999. Latest Eocene–Early Oligocene climate change and Southern Ocean fertility: Inferences from sediment accumulation and stable isotope data. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 145, 61–77.
- Sames, B., Wagreich, M., Wendler, J. E., Haq, B. U., Conrad, C. P., Melinte-Dobrinescu, M. C., Hu, X., Wendler, I., Wolfgring, E., Yilmaz, I. O. and Zorina, S. O., 2016. Review: Short-term sea-level changes in a greenhouse world - A view from the Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 393–411.
- Shackleton, N., 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, 215, 15–17.
- Shackleton, N. J. and Kennett, J. P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopic analysis in DSDP sites 277, 279 and 281. *In* Kennett, J. P., Houtz, R. E., Andrews, P. B., Edwards, A. R., Gostink, V. A., Hajós, M., Hampton, M. A., Jenkins, D. G., Margolis, S. V., Ovenshine, T. and Parch-Nielsen, K., *eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 29*, 743–755. U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- Stevens, G. R. and Clayton, R. N., 1971. Oxygen isotope studies on Jurassic and Cretaceous belemnites from New Zealand and their biogeographic significance. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 14, 829–897.
- Tajika, E., 1999. Carbon cycle and climate change during the Cretaceous inferred from a biogeochemical carbon cycle model. *Island Arc*, 8, 293–303.
- Tajika, E., 2003. Faint young Sun and the carbon cycle: Implication for the Proterozoic global glaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 443–453.
- 田近英一, 2007. 全球凍結と生物進化. 地学雑誌, 116, 79-94.
- Tarduno, J. A., Brinkman, D. B., Renne, P. R., Cottrell, R. D., Scher, H. and Castillo, P., 1998. Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous Arctic vertebrates. *Science*, 282, 2241–2244.
- Thomas, D. J., 2004. Evidence for deep-water production in the North Pacific Ocean during the early Cenozoic warm interval. *Nature* **430**, 65–68.
- Upchurch, G. R., Kiehl, J., Shields, C., Scherer, J. and Scotese, C., 2015. Latitudinal temperature gradients and high-latitude temperatures during the latest Cretaceous: Congruence of geologic data and climate models. *Geology*, 43, 683–686.

- Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S. and Mckinney, C. R., 1951. Measurements of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark, and southeastern Unites States. *Geological Society of America Bulletin*, **62**, 399–416.
- van Hinsbergen, D. J. J., de Groot, L. V., van Schaik, S. J., Spakman, W., Bijl, P. K., Sluijs, A., Langereis, C. G. and Brinkhuis, H., 2015. A paleolatitude calculator for paleoclimate studies. *PLoS ONE*, **10**, e0126946.
- Vandermark, D., Tarduno, J. A., Brinkman, D. B., Cottrell, R. D. and Mason, S., 2009. New Late Cretaceous macrobaenid turtle with Asian affinities from the High Canadian Arctic: Dispersal via icefree polar routes. *Geology*, **37**, 183–186.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O. G. and Strauss, H., 1999.
  <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, δ<sup>13</sup>C and δ<sup>18</sup>O evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, 59–88.
- Wade, B. S., Houben, A. J. P., Quaijtaal, W., Schouten, S., Rosenthal, Y., Miller, K. G., Katz, M. E., Wright, J. D. and Brinkhuis, H., 2012. Multiproxy record of abrupt sea-surface cooling across the Eocene-Oligocene transition in the Gulf of Mexico. *Geology*, 40, 159–162.
- Wernli, R. and Görög, Á., 2000. Determination of Bajocian protoglobigerinids (Foraminifera) in thin sections. *Revue de Paléobiologie*, **19**, 399–407.
- Wilson, P. A., Norris, R. D. and Cooper, M. J., 2002. Testing the Cretaceous green house hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, **30**, 607–610.
- Zachos, J. C., Breza, J. R. and Wise, S. W., 1992. Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: Stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian Ocean. *Geology*, 20, 569–573.
- Zachos, J. C., Dickens, G. R. and Zeebe, R. E., 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, 279–283.
- Zachos, J. C., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292, 686–693.
- Zachos, J. C., Quinn, T. M. and Salamy, K. A., 1996. High-resolution (10<sup>4</sup> years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene-Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, **11**, 251–266.
- Zachos, J. C., Stott, L. D. and Lohmann, K. C., 1994. Evolution of early Cenozoic marine temperatures. *Paleoceanography*, 9, 353–387.

(2017年5月19日受付, 2017年6月25日受理)

