

## 白亜紀における大規模火山活動と 地球環境変動のリンク

黒田潤一郎<sup>\*\*\*</sup> 鈴木勝彦<sup>\*\*\*\*</sup> 大河内直彦<sup>\*\*\*\*</sup>

### Linkage between Massive Volcanic Events and Global Extreme Climatic Events in the Cretaceous Period

Junichiro KURODA<sup>\*\*\*</sup>, Katsuhiko SUZUKI<sup>\*\*\*\*</sup> and Naohiko OHKOUCHI<sup>\*\*\*\*</sup>

#### Abstract

Although causal linkages between massive volcanic events and extreme climatic events have long been discussed, no consensus has been established. Recent developments of heavy metal isotope analyses such as lead (Pb) and osmium (Os) enable us to reconstruct detailed volcanic events from marine sedimentary records. Based on these isotopic records, we have investigated temporal relationship between massive volcanic events associated with large igneous provinces (LIPs) and Cretaceous Oceanic Anoxic Events (OAEs). In this paper we overview recent work on mid-Cretaceous OAE-1a (120 Ma) and OAE-2 (94 Ma) and their linkages with Ontong Java Plateau and Caribbean/Madagascar LIPs, respectively.

Marine sediments deposited across the early Aptian OAE-1a show two prominent negative shifts of seawater osmium isotopic ratios, suggesting duplicate inputs of unradiogenic osmium from the mantle. The lead isotopic record suggests that the main part of the Ontong Java Plateau was formed by deep submarine eruptions. On the other hand, marine sediments deposited across the end-Cenomanian OAE-2 interval indicate an abrupt shift of Pb isotopic ratios, suggesting an increased supply of volcanic Pb via subaerial eruption. Our data indicate strong consistency between magmatic events and extreme climatic events for both OAE-1a and OAE-2, although the eruption processes differ. A more precise discussion of the causal mechanisms between these events will be presented in the near future.

**Key words** : Large Igneous Provinces (LIPs), Oceanic Anoxic Event, Cretaceous, lead isotope, osmium isotope

キーワード : 巨大火成岩岩石区 (LIPs), 海洋無酸素事変, 白亜紀, 鉛同位体, オスミウム同位体

---

\* 独立行政法人海洋研究開発機構地球内部ダイナミクス領域  
\*\* サウサンプトン大学国立海洋科学センター  
\*\*\* 独立行政法人海洋研究開発機構プレカンブリアンエコシステムラボ  
\*\*\*\* 独立行政法人海洋研究開発機構海洋・極限環境生物圏領域  
\* Institute for Research on Earth Evolution, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC)  
\*\* National Oceanography Centre, Southampton, University of Southampton  
\*\*\* Precambrian Ecosystem Laboratory, JAMSTEC  
\*\*\*\* Institute of Biogeosciences, JAMSTEC

## I. はじめに

白亜紀の中頃（バレミアン～チューロニアン；130.0-89.3 Ma; Gradstein *et al.*, 2004）は、顕生代を通して最も温暖な時代が数千万年間続いた温室地球期である（例えば, Jenkyns *et al.*, 1994; Huber *et al.*, 1995; Clarke and Jenkyns, 1999; Wilson *et al.*, 2002）。低緯度域の表層水温は現在より5℃以上高く（Wilson and Norris, 2001; Forster *et al.*, 2007）、高緯度域ではさらにその差は大きかったと推定されている（Huber *et al.*, 2002; Bice *et al.*, 2006）。このため極域に大規模氷床は存在せず（Moriya *et al.*, 2007）、海水準は現在よりも50～150 m高かったとされている（Miller *et al.*, 2005）。この時代、ヨーロッパ周辺はテチス海西部と北大西洋東部をつなぐ場所に位置しており、大陸棚が広がっていた（Schettino and Scotese, 2000）。ヨーロッパ周辺では、浅海～遠洋性の石灰質ナノ化石を豊富に含む細粒石灰岩（チョーク）が累々と堆積した（図1）。白亜紀の「白亜」とは、この累々と堆積したチョークを指す。この白亜の中に特徴的な黒い層が見られる（図1）。「黒色頁岩」と呼ばれるこの岩石は、有機物に富むラミナの発達した泥質堆積岩である。黒色頁岩はヨーロッパ周辺の浅海域から遠洋域までさまざまな海洋セッティングで堆積しており、その成因をめぐって古くから研究がおこなわれてきた。1960年代からはじまった深海底掘削計画（DSDP/ODP/IODP）による科学掘削では、大西洋全域や太平洋の海台上の白亜系からも黒色頁岩が回収され、この黒色頁岩が堆積するイベントは、地域的ではなく全球的なイベントとして認識されるようになる（Schlanger and Jenkyns, 1976）。黒色頁岩には（1）有機物や硫化物が豊富に含まれる、（2）ラミナが発達している、（3）海洋の硫酸の硫黄同位体比が急激に上昇する（Ohkouchi *et al.*, 1999）といった理由から、当時の海洋環境が還元的になっていたと考えられる。このため、黒色頁岩が堆積するイベントは、「海洋無酸素事変, Oceanic Anoxic Event (OAE)」と呼ばれるようになった（例えば, Schlanger

and Jenkyns, 1976）。海洋無酸素事変は当初、バレミアン～アルビアン（OAE-1）とセノマニアン/チューロニアン境界（OAE-2）の2回とされていたが、現在では前者は4回のOAEに細分化されている（OAE-1a, -1b, -1c, -1d）（Leckie *et al.*, 2002; Takashima *et al.*, 2006）。海洋無酸素事変で堆積した黒色頁岩の分布は北大西洋（Kuypers *et al.*, 2002; Erbacher *et al.*, 2004）や南大西洋（Wagner, 2002）、西ヨーロッパ周辺（Schlanger *et al.*, 1987; Voigt *et al.*, 2004）、テチス海西部にあたるイタリア（Arthur and Premoli Silva, 1982; Menegatti *et al.*, 1998; Bellanca *et al.*, 2002; Coccioni and Luciani, 2005; Coccioni *et al.*, 2006; Kuroda *et al.*, 2005）から北アフリカなど地中海沿岸域（Lüning *et al.*, 2004）、北米内陸海（Sageman *et al.*, 1997; Meyers *et al.*, 2001; Bowman and Bralower, 2005）、西オーストラリア沿海（Thurrow *et al.*, 1988）、太平洋の海台や海山（Jenkyns, 1995; Ando *et al.*, 2002, 2008; Dumitrescu and Brassell, 2005）など多岐にわたる。また、日本国内でも北海道の蝦夷層群（Hasegawa and Saito, 1993; Hasegawa, 1997; Ando *et al.*, 2002; Takashima *et al.*, 2004）や四万十帯の横波チャート（庵谷ほか, 2009）から、有機炭素濃度は低いものの、海洋無酸素事変の層準を含む層が報告されている。有機炭素濃度が30%に達するような堆積物が遠洋域にたまるという地質現象は現在の海洋では認められない。このことから、OAEは温室地球期を特徴づける地質イベントと考えられて、盛んに研究が進められてきた。

海洋無酸素事変は、海洋の生物進化のターニングポイントとなっている。例えば、テチス海西部では海洋無酸素事変をはさんで放散虫の主要な絶滅と放散が起きている（Erbacher and Thurrow, 1997）。セノマニアン/チューロニアン境界では二枚貝や腕足類、ベレムナイトなど、海洋生物の大量絶滅が報告されている（Jarvis *et al.*, 1988; Paul *et al.*, 1994, 1999; Gale *et al.*, 2000, 2005; Keller *et al.*, 2001）。また、セノマニアン/チューロニアン境界では、中～深海に生息する底生有孔



図 1 イタリア中央部, Contessa 採石場の露頭写真. 2枚の黒い層は, OAE 黒色頁岩層: 前期アプチアンの層(下)とセノマニアン/チューロニアン境界のボナレリ層(上).

Fig. 1 Outcrop photograph of Contessa quarry, central Italy. Black bands indicate the Early Aptian Selli Level (lower) and Cenomanian/Turonian Bonarelli Level (upper).

虫や水柱の深部に生息する浮遊性有孔虫の絶滅が起こっており, OAE-2における貧酸素水塊の出現が海洋プランクトンの生態に大きく影響したことが示唆されている(Kaiho, 1994)。近年では, OAE 黒色頁岩の有機物の分子化石(バイオマーカー)の分析技術が進展し, シアノバクテリアが有機物の主要な起源生物であったことが明らかになってきた(Ohkouchi *et al.*, 1997, 2006; Kuypers *et al.*, 2002; Dumitrescu and Brassell, 2005; Kashiyama *et al.*, 2008)。このことは, OAE は中～深海の貧酸素化・無酸素化だけではなく, 表層を含めた全海洋で劇的に環境が変化したことを示唆している。

白亜紀中期は, オントンジャワ海台やマニヒキ海台, ヒクランギ海台, ケルゲレン海台, カリブ海台, マダガスカル洪水玄武岩などの巨大火成岩岩石区(Large Igneous Provinces: LIPs)が集中して形成された時期でもある(Larson, 1991; Coffin and Eldholm, 1994)。OAE が起きた白亜紀の中頃に海台を形成する火山活動が活発であったことは, すでに 1980 年代から注目されていた(Keith, 1982; Vogt, 1989)。1990 年代になって, 巨大火成岩岩石区を形成する玄武岩の放射年代測定値が増えるにつれ, 巨大火成岩岩石区が比較的短期間で形成されたこと, そして OAE の時期が

巨大火成岩岩石区の形成時期に近いことが徐々に明らかになっていった。例えば, オントンジャワ海台, ケルゲレン海台, カリブ海台が形成した時期には, それぞれ前期アプチアンの海洋無酸素事変 OAE-1a (120 Ma), アプチアン/アルビアン境界の OAE-1b (115 Ma), セノマニアン/チューロニアン境界の OAE-2 (94 Ma) が起きている(例えば, Wignall, 2001; Leckie *et al.*, 2002)。このような巨大火成岩岩石区と海洋無酸素事変の関連については, これまで盛んに議論されてきた(Sinton and Duncan, 1997; Kerr, 1998; Larson and Erba, 1999; Snow *et al.*, 2005)。しかし, 両者の関連については, 主に放射性年代の測定誤差や生層序年代の不確実性が原因でよくわかっていなかった。近年の測定技術の進展は, 堆積岩に含まれる微量金属元素の同位体比の測定を可能にした。そこで, 筆者らの研究グループは, 白亜紀堆積物中の炭素, オスミウム, 鉛の同位体記録などを用いて, 堆積岩に残された巨大火成岩岩石区の痕跡を解析し, 両者の関連性について注意深く検討をおこなってきた。その結果, 海洋無酸素事変の開始と同時期に, マントルから大気海洋系に大規模な物質供給が起きていたことが明らかになってきた。本稿では, 筆者らのこれまでの研究を中心に, 両者の関連について紹介したい。

## II. マントル活動の指標となるオスミウムと鉛の同位体記録

筆者らは、堆積物中のオスミウムと鉛同位体比をもとに、大規模火山活動の有無について検討してきた。結果を解説する前に、簡単に2つの元素の同位体記録の特徴について触れたい。オスミウム同位体比は、放射起源核種を含む同位体である $^{187}\text{Os}$ （親核種 $^{187}\text{Re}$ ）と、安定同位体である $^{188}\text{Os}$ の比、すなわち $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ として表わす。現在の海水の $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比は海域・水深を問わず非常に均質で、大部分が1.0～1.1の範囲に収まる（Levasseur *et al.*, 1998; Burton *et al.*, 1999; Woodhouse *et al.*, 1999; Sharma *et al.*, 2007）。海水中に含まれるオスミウムは大部分が溶存態として存在すると考えられている（Woodhouse *et al.*, 1999）。海水のオスミウム同位体比は、大陸、マントル、地球外物質の3つの構成要素を起源とするオスミウムの供給速度と堆積過程での除去速度のバランスで変動する（詳細はPeucker-Ehrenbrink and Ravizza, 2000）。現在の地球上では、河川および風成塵によって大陸から供給されるオスミウムはそれぞれ年間1800 molと100 mol、中央海嶺から供給されるオスミウムは年間100 mol、地球外物質の溶解によって供給されるオスミウムは年間80 molと見積もられている（Peucker-Ehrenbrink and Ravizza, 2000）。大陸から供給されるオスミウムは $^{187}\text{Os}$ に富み、 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ は高い値（約1.4）を示す。これに対し、マントルから供給されるオスミウムや宇宙塵起源のオスミウムは $^{187}\text{Os}$ に乏しい（ $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.12 \sim 0.13$ ）。したがって、大陸起源のオスミウムの相対供給速度が増加すれば海水のオスミウム同位体比は高くなり、逆にマントルや地球外起源のオスミウムの供給速度が相対的に増加すれば海水のオスミウム同位体比は低くなる。マントル起源と宇宙起源のオスミウムは同じような同位体比をもつため、両者の識別は難しいが、同位体比の変動パターンから両者を識別することが可能である。例えば、大規模な隕石衝突が起こって低い同位体比をもつオスミウムが大量に放出された

場合、その効果は急激な負の変動として堆積物のオスミウム同位体記録に現れ、その後は速やかに元の値に戻ると期待される。これに比べ、巨大火成岩岩石区などの大規模火山活動によるオスミウムの供給では、火山活動が持続する間はオスミウムの供給が続くため、同位体比の低下が比較的長期にわたって続くと予想される。実際に、このような理論を用いて白亜紀/古第三紀境界周辺のオスミウム同位体比の変動パターンから、デカン洪水玄武岩の形成と隕石衝突イベントとの識別がなされてきた（Ravizza and Peucker-Ehrenbrink, 2003; Robinson *et al.*, 2009）。海水中の溶存オスミウムは有機物や鉄マンガ酸化物などに吸着して堆積し海洋から除去される。この除去されるオスミウムは海水のオスミウムとほぼ同じ同位体比であるため、堆積物中の有機物や鉄マンガ酸化物相に含まれるオスミウムの同位体比を測定することで、地質時代の海水のオスミウム同位体比を復元することができる（Kato *et al.*, 2005; Klemm *et al.*, 2008; Turgeon and Creaser, 2008; Tejada *et al.*, 2009; Selby *et al.*, 2009 など）。

それに対して鉛は、放射起源核種を含む同位体 $^{206}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}$ の、安定同位体 $^{204}\text{Pb}$ に対する比で表わされる。年代が古く親核種のウランやトリウムに比較的富む大陸地殻は放射性起源同位体に富み、上部マントル由来の中央海嶺玄武岩は放射起源同位体に乏しい。一方、海洋島玄武岩や海台など下部マントルに起源をもつとされる玄武岩は、大陸地殻と中央海嶺玄武岩の中間的な値を示すものが多い。鉛の4つの同位体を用いることで、堆積物の供給源の変遷を詳細に推定することが可能である。現在の海洋では、溶存鉛の大部分は人為起源と考えられており（例えば、Weiss *et al.*, 2003）、炭酸塩鉱物中の鉛同位体比から、人為起源の鉛の供給源の変遷を推定する研究が盛んにおこなわれている（例えば、Inoue and Tanimizu, 2008）。人為起源による鉛汚染の影響のおかげで、天然の鉛サイクルについて未解明の部分はまだ多いが、産業革命以前の地質試料や $^{238}\text{U}$ の放射壊変系列に属する $^{210}\text{Pb}$ （半減期22年）の挙動などをもとに天然の鉛サイクルが明



らかになりつつある（例えば, Henderson and Maier-Reimer, 2002）。マンガングラストの研究によると, 遠洋域では海水の溶存鉛の大部分は大気エアロゾル起源とされ, 同位体比は比較的均質である（例えば, Klemm *et al.*, 2007; Meynadier *et al.*, 2008）。大気由来成分には陸上の火山活動（海洋島火山活動を含む）によって供給された鉛の寄与が大きい（Matsumoto and Hinkley, 2001; Klemm *et al.*, 2007）。中央海嶺での熱水もまた鉛の供給源の一つとされるが, 放出された鉛は海嶺付近で海水から除去されると考えられている（Vlastélic *et al.*, 2001）。海水中の溶存鉛は, 速やかに粘土鉱物や有機物に吸着して堆積する。したがって, 海洋中での鉛の滞留時間はきわめて短く, 1000 年以下と推定されている（Henderson and Maier-Reimer, 2002）。海洋堆積物の鉛は, 粘土鉱物や珪酸塩鉱物中にもともと含まれている鉛と, 海水中で粘土鉱物などに吸着し海底に沈殿した鉛の混合物である。大規模な火山活動が起きた場合, とくに陸上での火山活動の場合, 鉛を含む硫酸エアロゾルが大量に大気中に放出され, これが結果的に海水の鉛同位体比を変化させる（Klemm *et al.*, 2007）。また, 陸上噴火もしくは爆発的な水中噴火によって放出された火山性物質が海洋に直接供給されると, 珪酸塩鉱物の鉛同位体比が変化する（Kuroda *et al.*, 2007）。この2つの効果によって, 大規模火山活動が起こると堆積物中の鉛同位体比が変化することが予想される。

### III. 海洋無酸素事変と巨大火成岩 岩石区のリンク

#### 1) 前期アプチアン—オントンジャワ海台と OAE-1a—

先に述べたとおり, 前期アプチアンに起きた海洋無酸素事変 OAE-1a は, 大西洋, テチス海, 太平洋など, 世界各地で黒色頁岩が堆積する全球的な地質学的イベントである。OAE-1a では生物大量絶滅は報告されていないが, 石灰質ナノプランクトンのグループ Nannoconid が一時的に姿を消すイベント（Nannoconid crisis）が報告さ

れている（例えば, Erba, 1994, 2004）。また, テチス海西部では放散虫の絶滅も報告されている（Erbacher and Thurow, 1997）。

OAE-1a の起きた前期アプチアンは, 地球最大規模の巨大火成岩岩石区であるオントンジャワ海台の大部分が形成された時期でもある（図2）。オントンジャワ海台は, 面積  $1.9 \times 10^6 \text{ km}^2$ , 推定体積  $3 - 6 \times 10^7 \text{ km}^3$  の巨大な玄武岩海台である（Coffin and Eldholm, 1994）。最近の研究から, マニヒキ海台やヒクラング海台もまた, アプチアンにオントンジャワ海台の一部であったと考えられており, もしそれが正しいならその体積はさらに大きなものとなる（Hoernle *et al.*, 2004; Taylor, 2006; Davy *et al.*, 2008）。

オントンジャワ海台玄武岩の同位体組成や化学組成から, オントンジャワ海台玄武岩は Kwainbaita-Kroencke 型と Singallo 型に分類される（Tejada *et al.*, 2002, 2004）。前者はオントンジャワ海台の主要部を構成すると考えられており, その  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  放射年代は  $124.1 \pm 1.3 \text{ Ma}$  である（Mahoney *et al.*, 1993; Tejada *et al.*, 1996, 2002）。Singallo 型玄武岩は Kwainbaita-Kroencke 型玄武岩の上位にあたり, 年代も  $121.6 \pm 1.5 \text{ Ma}$  とやや若い。これに対し, OAE-1a のはじまる年代は 120 Ma 前後とさらに若い。しかしながら, オントンジャワ海台の掘削コア（ODP Hole 807C）では, Singallo 型玄武岩（上位）と Kwainbaita-Kroencke 型玄武岩（下位）の間に挟まれる遠洋性石灰岩が回収されている。この層準の年代はナノ化石の群集組成から *Chiastozygus litterarius* 帯（121.1 ~ 119.0 Ma）に分類される（Erba, 1994）。また, Singallo 型玄武岩の直上の遠洋性石灰岩もまた同じナノ化石帯に分類される。OAE-1a はこの化石帯に含まれることから, Singallo 型玄武岩は OAE-1a とほぼ同時に形成され, オントンジャワ海台の主要部を構成する Kwainbaita-Kroencke 型玄武岩の形成は OAE-1a よりも少し古い可能性が指摘されている（Larson and Erba, 1999）。しかし, 現状では Kwainbaita-Kroencke 型玄武岩の噴出年代を層序学的に制約することは難しく, OAE-1a の年代

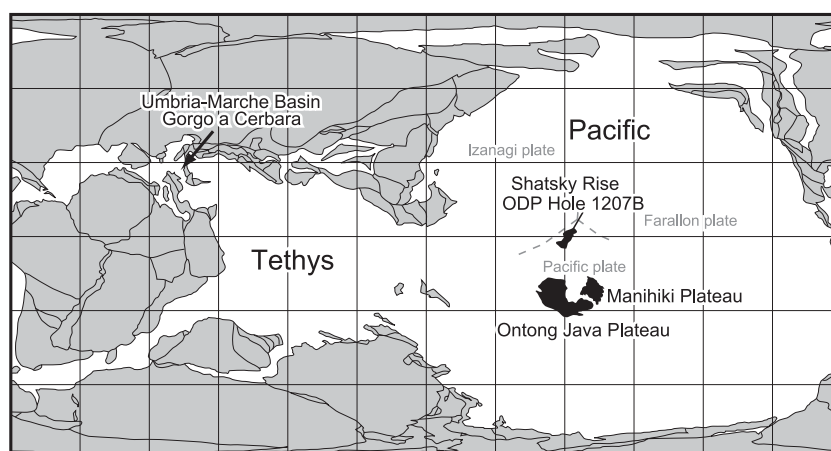


図 2 120 Ma における古地理。Schettino and Scotese (2000) に加筆。シャツキー海台とオントンジャワ海台の位置はそれぞれ Shipboard Scientific Party (2002) と Riisager *et al.* (2003) にもとづく。

Fig. 2 Location map for Aptian time (120 Ma) modified after Schettino and Scotese (2000). Reconstructions of the Shatsky Rise and the Ontong Java Plateau are after Shipboard Scientific Party (2002) and Riisager *et al.* (2003), respectively.

とのずれの有無は今のところ不明瞭である。

筆者らは、遠洋性堆積物の中に含まれる微量金属の同位体組成を測定し、堆積物中から巨大火成岩岩石区の痕跡を探るというアプローチでオントンジャワ海台火山活動と OAE-1a のリンクについて検討した (Tejada *et al.*, 2009; Kuroda *et al.*, 2009)。注目したのはテチス海西部 Umbria-Marche 海盆の遠洋陸棚堆積物と、太平洋中央部シャツキー海台の堆積物である (図 2)。前者は現在のイタリア中央部のアペニン山地に露出しており、バレミアン～アプチアの層準はチャートや頁岩を挟在するチョークおよびマールからなる (例えば, Coccioni *et al.*, 2006; Tejada *et al.*, 2009)。前期アプチアの層準には、セリ層 (Livello Selli) と呼ばれる厚さ約 2 m の黒色頁岩層が認められる (図 1)。セリ層は有機質黒色頁岩層が緑～灰色頁岩、放散虫岩やマールと互層をなす。OAE-1a はしばしばセリイベントと呼ばれるように、セリ層は OAE-1a を特徴づける地層である。セリ層はイタリア中央部のアペニン山地周辺のほか、イタリア北部の Cismon やシチリア島、スイス、南仏に広く露出しており、盛んに研究が進められている (Menegatti *et al.*,

1998; Bellanca *et al.*, 2002)。本研究では、イタリア中央部アペニン山地の Gorgo a Cerbara 露頭から試料を採取した。この露頭では、セリ層の厚さは約 2.2 m である (図 3)。セリ層の下位および上位にはチョークおよびマールを主体とし、チャートや頁岩を挟在する遠洋性石灰岩層が厚く重なる。これに対しセリ層は有機質黒色頁岩および緑～灰色頁岩を主体とする数 mm～数 cm のラミナが発達し、放散虫岩やマールを挟在する。有機炭素濃度は最高で 5% に達する。

一方、シャツキー海台は白亜紀前期に形成された海台である (図 2)。海台上には白亜紀のチョーク、マール、チャート、ポーセラナイトおよび新生代の石灰質軟泥や珪質軟泥が堆積している。2002 年の ODP 航海 Leg 198 でシャツキー海台堆積物が掘削された (Shipboard Science Party, 2002)。全 8 サイトのうち 3 サイト (1207, 1213, 1214) で下部アプチアの堆積物が回収された。回収率は 10～20% であったにも関わらず、OAE-1a に相当する有機質黒色頁岩層が回収された。サイト 1207 では、回収された黒色頁岩層の厚さは約 45 cm であったが、孔内検層によると実際の有機質黒色頁岩層は約 120 cm と推定され

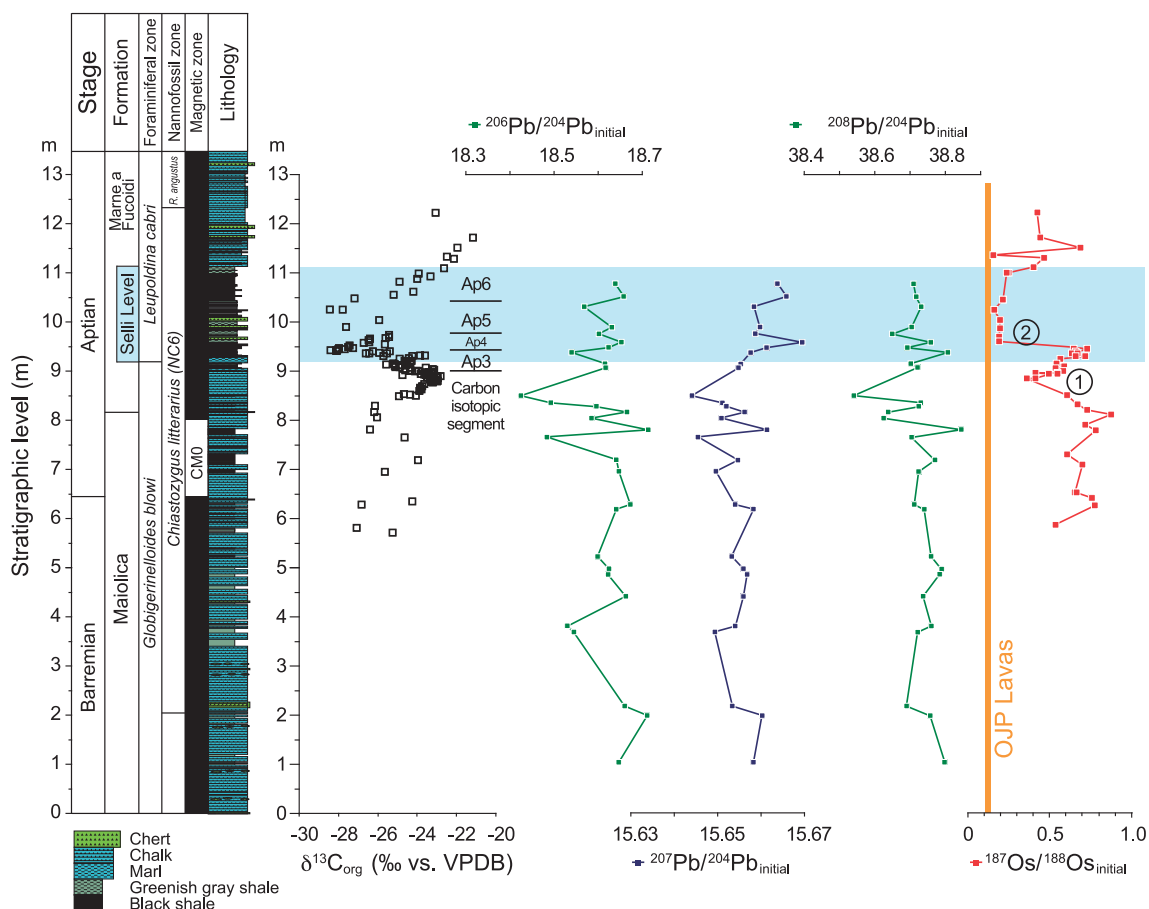


図 3 イタリア、Gorgo a Cerbara セクションの OAE-1a 周辺の生層序、岩石層序、有機炭素同位体比、鉛同位体比、オスミウム同位体比変動。影をつけた層準がセリ層。炭素同位体比の Ap2 ~ Ap6 は炭素同位体層序のセグメントを示す (本文参照)。生層序、岩相層序は Erba (1994), Coccioni *et al.* (2006), Tejada *et al.* (2009) にもとづく。オスミウム同位体比は Tejada *et al.* (2009) より。①, ② はオスミウム同位体比の 2 回の低下を示す。

Fig. 3 Biostratigraphy, lithostratigraphy, organic carbon isotopic ratios, osmium isotopic ratios and lead isotopic ratios of sediment across the OAE-1a in Gorgo a Cerbara section, Italy. Shaded interval indicates Livello Selli. Biostratigraphy and lithostratigraphy are after Erba (1994), Coccioni *et al.* (2006) and Tejada *et al.* (2009). Intervals from Ap2 to Ap6 indicate segments of carbon isotopic stratigraphy in the Early Aptian (see text). Osmium isotopic record is after Tejada *et al.* (2009). Numbers ① and ② indicate duplicate negative shifts of  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  ratios.

ている (Robinson *et al.*, 2004)。本研究では、シャツキー海台サイト 1207 で回収された堆積物コアの分析をおこなった (図 4)。OAE-1a で堆積した黒色頁岩は有機炭素濃度 35% に達する (Shipboard Science Party, 2002)。

バレミアン-アプチアンの層序対比は、主に石灰質ナノ化石、有孔虫生層序および炭素同位体層

序をもとにおこなわれる。海水の溶存無機炭素の同位体比は数万年規模のスケールで変動し、おおむねグローバルに均質であるため、炭酸塩炭素同位体比は層序対比ツールとして利用される。とくに OAE などグローバル炭素循環システムが大きく変動した時期には炭素同位体比にも特徴的な変動が起きている。OAE-1a の場合、イベント開始

時に同位体比の急激な低下（負のスパイク）が認められ、その上位に正のエクスカージョンが認められる。この負のスパイクは、メタンや火山性二酸化炭素など同位体比の低い炭素（ $^{13}\text{C}$ に乏しい炭素）の供給が起きたと考えられている（例えば、Wignall, 2001; Jenkyns, 2003）。一方、その後に見られる正のエクスカージョンは、OAEで大量の有機炭素が大气-海洋系から除去されたことに原因がある。有機炭素は $^{13}\text{C}$ に乏しいため、有機炭素の堆積が進むと、残された大气海洋系の炭素リザーバーの炭素同位体比は重く（ $^{13}\text{C}$ に富む）なる。この「負のスパイク+正のエクスカージョン」の組み合わせは、世界中のパレミアン〜アプチアンの層準に広く認められる（Menegatti *et al.*, 1998; Bellanca *et al.*, 2002; Wissler *et al.*, 2002; Herrle *et al.*, 2004; Ando *et al.*, 2008; Tejada *et al.*, 2009）。炭酸塩の炭素同位体比は、母液である表層海水の溶存無機炭素同位体比とほぼ同じであるため、地質時代の表層海水の溶存無機炭素の同位体比を復元するのに適している。また、有機炭素の同位体記録にも同様の変動が認められている。とくにOAEの層準では炭酸塩の濃度が低い、あるいは石灰質化石の保存が著しく悪いものが多く、二次的な炭酸塩鉱物の形成による同位体比の変化が問題となる。このため、有機炭素同位体比を重視する研究も多い。ただし、有機炭素の同位体比は海水溶存無機炭素の同位体比の変動に加えて、一次生産者が炭素固定をおこなう際の同位体分別の変動や有機炭素を構成する各有機分子の存在比の変動も反映するため、層序対比ツールとして利用する際には注意が必要である。

前期アプチアンの炭素同位体変動は、そのパターンから8つの時期（Ap1からAp8）に分けられる（Menegatti *et al.*, 1998; Bellanca *et al.*, 2002; Wissler *et al.*, 2002; Herrle *et al.*, 2004; Ando *et al.*, 2008; Tejada *et al.*, 2009）。Ap1：M0基底部（パレミアン/アプチアン境界）付近で約1%の正のシフト、Ap2：アプチアン最初期の安定値、Ap3：大規模な負のシフト（振幅5〜7%）、Ap4：急激な正のシフト（元の値に戻る）、Ap5：正のシフトが一時的に止まり、同位体比が

安定化（場所によっては小さな負のスパイクが認められる）、Ap6：再び正のシフト、Ap7：前期アプチアン後期の安定フェーズ、Ap8：小規模な負のシフト（振幅約1%）。筆者らのイタリア Gorgo a Cerbara セクションの有機炭素同位体記録にも、このAp2からAp6に相当する炭素同位体比の変動が認められ（図3）、グローバルな炭素同位体カーブとおおむね一致している。このうちセリ層はAp3からAp6にあたる。一方シャツキー海台では、OAE-1a 黒色頁岩を含むコアの有機炭素同位体記録に、Ap4と考えられる正のシフトと、その上位にAp5〜Ap7に相当する層準が認められている（図4）（Dumitrescu and Brassell, 2006）。

筆者らの研究グループは、イタリアのセクションで堆積物中のオスミウム同位体比を測定した（Tejada *et al.*, 2009）。ここで紹介するオスミウムは、堆積物中からクロム酸で抽出されるオスミウムである。一般にこの方法では鉄-マンガン酸化物、水酸化鉄、そして有機物などに含まれるオスミウムが抽出されると考えられるため（Selby and Creaser, 2003）、海水のオスミウム同位体変動記録を得ることができる。同じ画分から抽出されるレニウムも回収して濃度を測定し、その $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ 比から、堆積物中で壊変してできた $^{187}\text{Os}$ の量を見積もり、逆算して堆積時の $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 比を復元する（年代補正）。測定した海水成分のオスミウム同位体比（図3）は、パレミアンおよびアプチアン最初期（古地磁気CM0逆磁極期）には0.5〜0.8と高い値を示す。セリ層基底の約1 m下位からオスミウム同位体比が徐々に低くなり、セリ層基底の約50 cm下位で0.4に達する（図3の①）。その後、オスミウム同位体比は徐々に高くなり、セリ層基底付近で0.6となる。セリ層最下部でオスミウム同位体比は0.7から0.2まで急激に低下する（図3の②）。その後、セリ層の下部から上部にかけてオスミウム同位体比は0.2という低い値で安定となり、セリ層の堆積が終わった後に再び高い値となる。この2回のオスミウム同位体比の負のシフトは、同位体比の高い大陸地殻由来のオスミウムの供給速度が低



下するか、同位体比の低いマントル由来もしくは地球外物質由来のオスミウムの供給速度が増加することで説明できる (Peucker-Ehrenbrink and Ravizza, 2000)。しかし、 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  比が 0.4 以下に低下する現象を大陸地殻由来オスミウムの低下だけで説明しようとする、大陸からの物質供給を大規模に低下させる必要がある。例えば海水の  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  比を 0.2 以下にするには、大陸からのオスミウムの供給をほぼ止めてしまわなければならない (Cohen and Coe, 2007)、現実的ではない。したがって、同位体比の低いオスミウムの供給で説明の方が合理的である。低い同位体比をもつオスミウム供給源のうち、隕石衝突によって地球外からもたらされる場合には、隕石衝突後に比較的速やかにその影響がとり除かれると考えられ (Ravizza and Peucker-Ehrenbrink, 2003; Robinson *et al.*, 2009)、長期にわたって同位体比が低く維持されることを説明するのが難しい。したがって、この 2 回のオスミウム同位体比の低下は、マントル起源の低い同位体比をもつオスミウムの供給によるものと考えられる。つまり、マントルからのマグマ供給によって大規模な火山活動が 2 回発生し、海水のオスミウム同位体比の 2 回の低下をもたらした。1 回目の火山イベントは OAE-1a がはじまる 30 ~ 50 万年前に、2 回目の火山イベントは OAE-1a とほぼ同期してはじまり、セリ層の堆積が終了する頃まで継続する。1 ボックスモデルでシミュレーションをおこなった結果、0.2 Mt と 5 Mt のオスミウムがそれぞれ 20 万年間と 100 万年間供給されることで、この 2 回の同位体比の低下が説明できることが判明した (Tejada *et al.*, 2009)。この量は、推定されているオントンジャワ海台の体積と平均的な玄武岩の密度、およびオントンジャワ海台玄武岩のオスミウム濃度 ( $100 \text{ pg g}^{-1}$ ) から推定した、オントンジャワ海台に含まれるオスミウム総量のそれぞれ 1% と 30% に相当する (Tejada *et al.*, 2009)。つまり、オントンジャワ海台の形成によって説明可能な量である。この研究を通して、筆者らは堆積岩中のオスミウム同位体比の変化が、オントンジャワ海台のような巨大火成岩岩石

区の 2 回の火山活動によって供給されたオスミウムによるものであると結論づけた。

筆者らはまた、イタリア Gorgo a Cerbara セクション (図 3) と太平洋シャツキー海台上の堆積物コア (ODP Site 1207) (図 4) の鉛同位体比を測定した (Kuroda *et al.*, 2009)。この研究では、試料の岩相を頁岩、マール、チャートに限定し、いずれも炭酸塩を酸処理で除去した残渣を分解して抽出した鉛の同位体比を測定した。したがって、ここで紹介する鉛の大部分は、珪酸塩鉱物に由来していると考えられる。シャツキー海台およびイタリアの堆積物の鉛同位体組成 (図 5) はバレミアンでは大陸地殻の値とほぼ同じ値を示す。興味深いことに、バレミアン最後期 (Core 46) にシャツキー海台堆積物に明瞭な鉛同位体比の変動が認められる (図 5 の右パネル矢印)。これは、大陸地殻の値からオントンジャワ海台 Kwaimbaita–Kroencke 型玄武岩やマニヒキ海台玄武岩の鉛同位体比に近づく変動である。イタリアの Gorgo a Cerbara セクションでも、振幅は小さいものの前期アプチアのセリ層の基底部直下 (OAE-1a 直前) で、鉛同位体比がオントンジャワ海台 (Kwaimbaita–Kroencke 型) やマニヒキ海台の鉛同位体組成に近づく (図 5 の左パネルの点線で囲んだ部分)。この鉛同位体比変動が認められる層準は、1 回目のオスミウム同位体比の低下が認められる層準にほぼ一致する (図 3 の①)。その後、OAE-1a でセリ層の堆積がはじまると、イタリアセクションの鉛同位体比は大陸地殻の同位体比に近い値に戻る。一方、シャツキー海台の堆積物はオントンジャワ海台の玄武岩の同位体比に近い値を保持する。OAE-1a が終わった後、シャツキー海台の堆積物は大陸地殻の値に戻る。このように、鉛同位体比は地域によって変動パターンが異なっており、大変興味深い。オントンジャワ海台やマニヒキ海台に近い太平洋シャツキー海台の堆積物には、鉛同位体比にオントンジャワ海台もしくはマニヒキ海台からの鉛供給の増加を示す変動が、バレミアン/アプチアン境界付近から OAE-1a が終わる頃まで続く。一方、オントンジャワ海台やマニヒキ海台から遠い

テチス海西部（イタリア）では、鉛の大部分は大陸地殻由来であり OAE-1a がはじまる数 10 万年前（1 回目のオスミウム同位体比の低下：図 3 の①）にオントンジャワもしくはマニヒキ海台からの鉛供給がわずかに増加したことが示唆されるのみであり、OAE-1a 層準には巨大火成岩岩石区からの影響は認められない（2 回目のオスミウム同位体比の低下：図 3 の②）。このことは、1 回目の火山イベントでは、放出された鉛がイタリア（当時のテチス海西部）まで供給されていたが、2 回目の火山イベントの時には巨大火成岩岩石区から放出された鉛は、テチス海西部には供給されていなかったことを示す。

筆者らは、この鉛同位体比の変動パターンから当時の火山活動の様式について検討した。鉛をグローバルに放出するような火山活動は陸上噴火（海面より高い位置での噴火）もしくは爆発的な水中噴火である必要がある（Kuroda *et al.*, 2007）。一方、深海での火山噴火であれば、海洋における滞留時間がきわめて短い鉛を広範囲に供給することは難しい。先述の鉛同位体比の変動パターンは、オントンジャワ海台の火山活動のうち、1 回目のオスミウム同位体変動をもたらした火山活動では、イタリアの堆積物でわずかながら鉛同位体変動が認められる。このことは、1 回目の火山活動は、全球規模で大気中に鉛を放出する火山活動が起きたことを示している。おそらく、陸上噴火もしくは爆発的な水中噴火が起きたものと考えられる。一方、より規模の大きい 2 回目の火山活動では、火山起源の鉛を全球的に放出するような陸上噴火もしくは爆発的な水中噴火は起きなかったことを示している。

この解釈と、オントンジャワ海台の噴火史とを比較してみよう。オントンジャワ海台は、もともとマニヒキ海台、ヒクラング海台をあわせた巨大海台 Great Ontong Java Plateau として南部太平洋で形成したと考えられている（Hoernle *et al.*, 2004; Taylor, 2006）。オントンジャワ海台の深海掘削結果、およびその一部がオブダクトして露出しているマライタ島の岩石学的・年代学的研究から、オントンジャワ海台の本体の大部分は前

期アプチアンに海洋中で噴出形成したと考えられている。1 つの掘削サイトから陸上噴火の痕跡が認められている（Thordarson, 2004）が、これは例外的なものと捉えられている。これに対し、マニヒキ海台は陸上噴火の痕跡や爆発的噴火の痕跡が多く残されている（Jenkyns, 1976; Jackson *et al.*, 1976; Kauffman, 1976; Mahoney and Spencer, 1991 など）。この Great Ontong Java Plateau の形成史から、筆者らはイタリアセクションで鉛同位体変動をとまなう 1 回目のオスミウム同位体比の低下をマニヒキ海台の陸上噴火に、またイタリアセクションで鉛同位体変動をとまわなない 2 回目のオスミウム同位体比の低下をオントンジャワ海台本体の海底噴火に関連していると結論した。1 回目のオスミウム同位体変動が起きた時期は OAE-1a 開始の約 30 ~ 70 万年前と推定される。この時期には海洋プランクトンの Nannoconid 属の群集組成が変化する生物イベントが起こっているが、これ以外に目立った古気候・古海洋・古生物学的イベントは起きていない。一方、2 回目のオスミウム同位体変動は OAE-1a と同期しており、さらに Nannoconid 属が一時的に消滅するイベント（Nannoconid crisis）や、急激な炭素同位体比の負の変化（Ap3）にほぼ同期している。Ap3 は、<sup>13</sup>C に乏しい炭素（二酸化炭素）が急激に大気海洋系に供給されたことを示唆しており、火山活動に関連した二酸化炭素（Larson and Erba, 1999; Wignall, 2001; Svensen *et al.*, 2004）の放出と考えられる。このように、2 回目の火山活動は気候や生物圏に与えた影響は大きかったと考えられる。

## 2) セノマニアン-チューロニアン境界 OAE-2

セノマニアンの最終期に起こった OAE-2 では、二枚貝や腕足類、ベレムナイトなど、海洋生物の大量絶滅が報告されている（Jarvis *et al.*, 1988; Paul *et al.*, 1994, 1999; Gale *et al.*, 2000, 2005; Keller *et al.*, 2001）。また、Kaiho (1994) は、有孔虫の絶滅パターンから、中深海に生息する底生有孔虫や水柱の深部に生息する浮遊性有孔虫が主に絶滅していることを明らかにし、中～深海が無酸素化したと結論づけた。OAE-2 では、炭酸

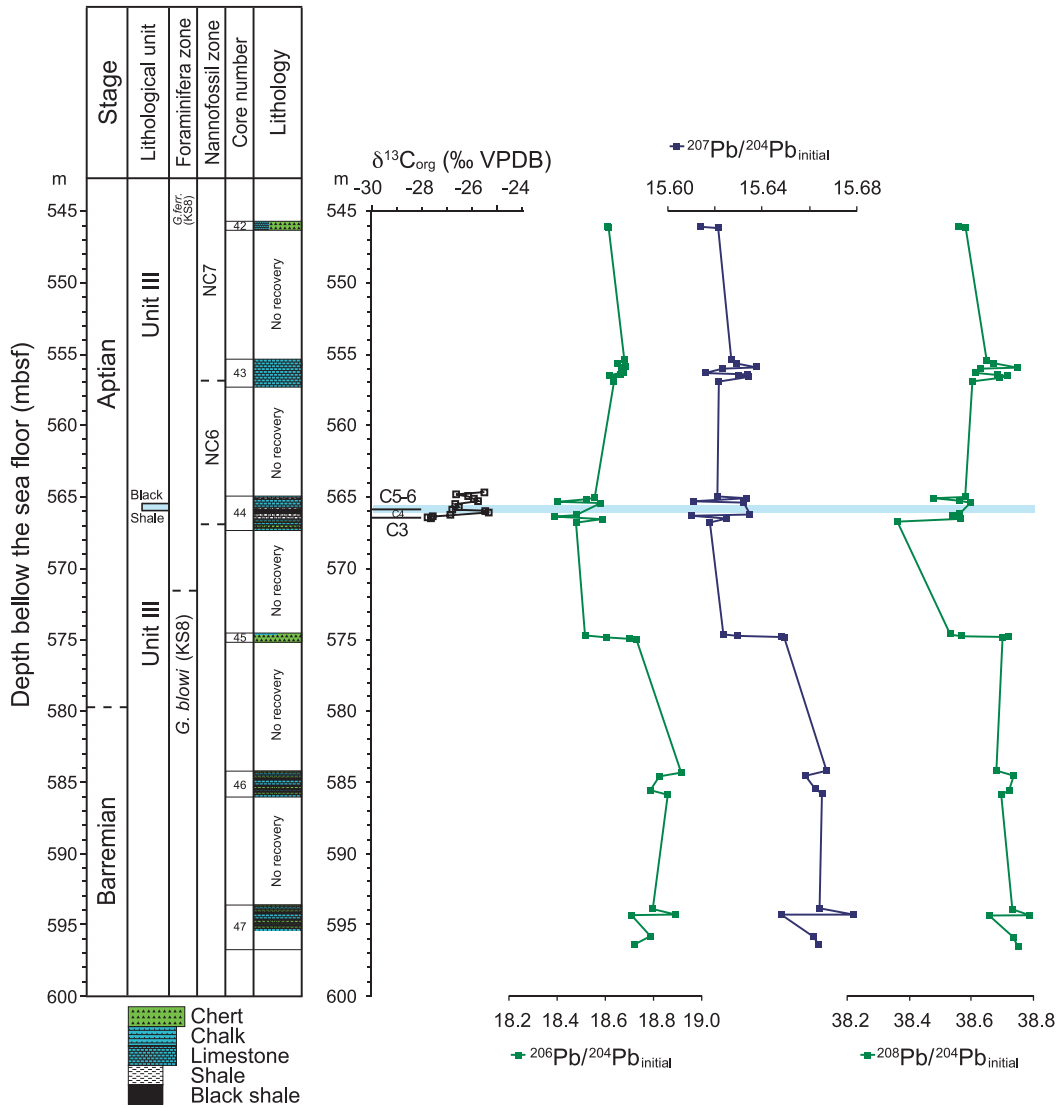


图 4 (Fig. 4)

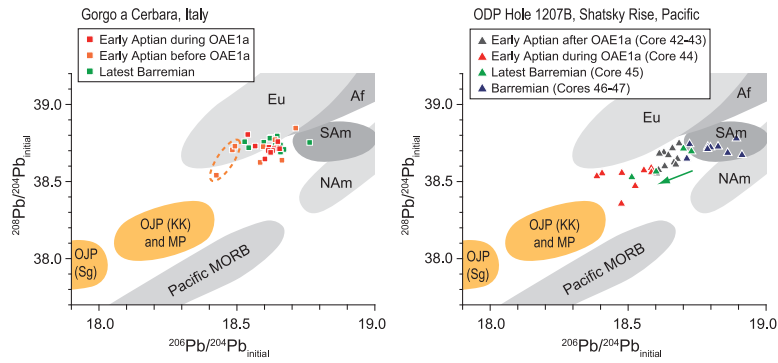


图 5 (Fig. 5)

塩や有機炭素の同位体比の正のエクスカーションが報告されている（例えば, Gale *et al.*, 1993, 2000; Hasegawa, 1997; Jarvis *et al.*, 2006; Kuroda and Ohkouchi, 2006; Takashima *et al.*, 2006）。この正のエクスカーションは, OAE-2 で  $^{12}\text{C}$  に富む有機炭素の堆積速度が相対的に高くなることによって表層水中の溶存無機炭素の同位体比が高くなる現象で, 層序対比ツールとして利用できる。筆者らは, この正のエクスカーションを層序対比の基準として, 世界各地の OAE-2 層準の岩相をコンパイルした (Kuroda and Ohkouchi, 2006)。その結果, 南部北大西洋沿岸域では炭素同位体の正のエクスカーションよりかなり以前から有機質黒色頁岩の堆積がすでにはじまっており, その後, 海水の炭素同位体比が高くなる時に北大西洋北部やテチス海で黒色頁岩の堆積がはじまっていることが明らかになった (Kuroda and Ohkouchi, 2006)。

この時期には太平洋東部でカリブ海台が形成さ

れた。カリブ海台はその後のプレート運動によって現在のカリブ海周辺にその一部がオブダクトしている。最近の研究で報告されているカリブ海台玄武岩の  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代は 95 ~ 92 Ma と, OAE-2 の年代 (94 Ma) とほぼ一致する (Snow *et al.*, 2005)。一方, マダガスカル洪水玄武岩は南半球高緯度のインド亜大陸とアフリカ大陸に挟まれる海洋で噴出した。マダガスカル洪水玄武岩は, マダガスカル島に露出する陸上洪水玄武岩と, マダガスカルリッジをあわせたものを指すが, 後者はほとんど試料が採取されていないため, その形成年代の正確な範囲は未解明である (Sinha *et al.*, 1981)。マダガスカル陸上洪水玄武岩は 92 ~ 84 Ma の U-Pb 年代 (Torsvik *et al.*, 1998) や  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年代 (Storey *et al.*, 1995) をもつ。マダガスカル洪水玄武岩, カリブ海台はいずれも推定で約  $5 \times 10^6 \text{ km}^3$  の体積をもつ巨大な火山岩体である (Eldholm and Coffin, 2000)。

中部イタリアには, OAE-2 を象徴するボナレリ

図 4 太平洋シャツキー海台 (Hole 1207, Cores 42-47) の OAE-1a 周辺の生層序, 岩石層序, 有機炭素同位体比, 鉛同位体比。岩相層序および生層序はそれぞれ Shipboard Scientific Party (2002) および Bown (2005) より。影をつけた層準はセリ層相当層の有機質黒色頁岩層。炭素同位体比は Dumitrescu and Brassell (2006) にもとづく。

Fig. 4 Biostratigraphy, lithostratigraphy, organic carbon isotopic ratios and lead isotopic ratios of sediment across the OAE-1a interval from ODP Hole 1207B, Cores from 42 to 47, Shatsky Rise. Lithostratigraphy and biostratigraphy are after Shipboard Scientific Party (2002) and Bown (2005), respectively. Shaded interval indicates organic-rich black shale equivalent to Selli Level. Organic carbon isotopic record is after Dumitrescu and Brassell (2006).

図 5 イタリア Gorgo a Cerbara セクション (左) とシャツキー海台 Hole 1207B (右) の OAE-1a 周辺の鉛同位体比のクロスプロット。堆積物の鉛同位体データは Kuroda *et al.* (2009) による。オントンジャワ海台 (OJP) 玄武岩の鉛同位体組成は Kwaimbaita-Kroenke 型 (KK) と Singgalo 型 (Sg) に分けられる (Tejada *et al.*, 1996, 2002, 2004)。アプチアンに噴出したマニヒキ海台 (MP) 玄武岩の鉛同位体比は, OJP の KK 型玄武岩とほぼ同じ値を示す (Hauff *et al.*, 2008)。大陸地殻の鉛同位体比: 北米大陸 (NA), 南米大陸 (SA), ユーラシア大陸 (Eu), アフリカ大陸 (Af) は, 河川懸濁粒子および河川堆積物の鉛同位体比および U/Pb 比, Th/Pb 比から求めている (Asmeron and Jacobsen, 1993; Allègre *et al.*, 1996; Millot *et al.*, 2004)。

Fig. 5 Cross plots of  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios of sediments across the OAE-1a from Italian section (left) and Shatsky Rise cores (right). Data are from Kuroda *et al.* (2009). Pb isotopic data for basaltic rocks from Ontong Java Plateau (OJP) are divided into two types: Kwaimbaita-Kroenke (KK) and Singgalo (Sg) (Tejada *et al.*, 1996, 2002, 2004). Pb isotopic ratios for the Manihiki Plateau (MP) formed during the Early Aptian age fall within the field defined by KK-type rocks of OJP (Hauff *et al.*, 2008). The Pb isotopic ratios of continental crust in North America (NA), South America (SA), Eurasia (Eu), and Africa (Af) were calculated based on the Pb isotopic ratios and U/Pb and Th/Pb values of river-suspended particles and sediments (Asmeron and Jacobsen, 1993; Allègre *et al.*, 1996; Millot *et al.*, 2004).



層 (Bonarelli Level) と呼ばれる黒色頁岩が露出する (Arthur and Premoli Silva, 1982; Coccioni and Luciani, 2005; Kuroda *et al.*, 2005)。有機炭素濃度が 30% を超え、通常黒色頁岩の有機炭素濃度が 2 ~ 10% であることを考えると、その濃度は極端に高い。筆者らは、前項で紹介したイタリア Gorgo a Cerbara セクションでボナレリ層を含む層準の連続試料を採取し、その有機炭素濃度とその安定同位体比を 1.5 mm 間隔で測定した (Kuroda *et al.*, 2007)。その結果、ボナレリ層基底部に約 4‰ の非常にシャープな負の変化が認められた (図 6)。このような急激な同位体比の低下 (負のスパイク) は OAE-1a では世界中のセクションから報告されており、OAE-2 でもこれまでいくつかの地域から報告されている (例えば、Hasegawa and Saito, 1993; Gale *et al.*, 1993; Erbacher *et al.*, 2004)。このことから、炭素同位体比の負のスパイクは全球的な現象であり、ボナレリ層の堆積がはじまる時に  $^{13}\text{C}$  に乏しい炭素の大規模な供給があったと考えられる (Kuroda *et al.*, 2007)。ボナレリ層の基底部の急激な負のスパイクは、先述の炭素同位体比の正のエクスカーションの途中で認められ、ちょうどテチス海や北部北大西洋で黒色頁岩の堆積がはじまる時期に一致する (Kuroda and Ohkouchi, 2006)。つまり、この炭素同位体比の負のスパイクが、OAE-2 で黒色頁岩の堆積場をテチス海や北部北大西洋に広げる原因となっている可能性がある。

ボナレリ層の豊富な有機物の中には、さまざまな有機化合物が保存されている (Ohkouchi *et al.*, 1997; Kashiyama *et al.*, 2008)。有機分子化石 (バイオマーカー) の分析から、有機物の大部分は窒素固定をおこなうシアノバクテリアに由来しており、海洋表層の生態が大きく変化したことが明らかになった (例えば、Ohkouchi *et al.*, 1997, 2006)。このことは、OAE-2 が海洋中 ~ 深層だけのイベントではなく、海洋表層を含めた全海洋的なイベントであったことを示している。光合成色素クロロフィルの分解生成物であるポルフィリンの炭素同位体記録は、基礎生産者の炭素同位体

比を一義的に示す (Kashiyama *et al.*, 2008)。このことは、海水の炭素同位体記録を復元するのに大きな利点となる。ボナレリ層から抽出したポルフィリンの炭素同位体比は、OAE-2 で全有機炭素の安定同位体比と同様の正のエクスカーションを示すことが明らかになった (Kashiyama *et al.*, 2008)。

イタリア Gorgo a Cerbara セクションのボナレリ層の炭素同位体記録とバイオマーカー記録は、ボナレリ層基底部に大規模な環境変化が起きたことを示している。ボナレリ層の鉛同位体比を測定したところ、ボナレリ層の基底部で顕著な鉛同位体組成の変化が認められた (図 6)。ボナレリ層の下位のチョーク層の鉛同位体比は大陸地殻の値をもつが、ボナレリ層では当時噴火したカリブ海台玄武岩の値に近い値となる (図 7)。このことは、テチス海で黒色頁岩の堆積がはじまる時期に、カリブ海台巨大火成岩岩石区に由来する鉛がテチス海西部に供給されていたことを示す。火山から遠く離れた場所に鉛を供給するには、海底噴火ではなく陸上噴火 (海水面より上位での噴火) もしくは爆発的水中噴火である必要がある。イタリアにおける鉛同位体比の変化は、OAE-2 で起きた大規模火山活動が少なくともテチス海西部まで鉛を供給するような陸上噴火もしくは爆発的水中噴火であったと推測される (Kuroda *et al.*, 2007)。

最近、カナダの研究グループが北大西洋の掘削コア (ODP Leg 207, Hole 1260B) とイタリア中部で採取した堆積物から、ボナレリ層の基底部に急激な  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  値の低下を見出した (Turgeon and Creaser, 2008)。このことから、彼らは OAE-2 でカリブ海台の形成にともなう大規模な火山活動により、マントル起源のオスミウムが海洋に大量に供給されたと解釈している。筆者らの鉛同位体分析結果と、カナダの研究グループのオスミウム同位体分析結果は、OAE-2 で大規模な火山活動が起きたという点で整合的である。ただし、鉛同位体組成の変動を説明するには、火山噴火が陸上で起こる、もしくは爆発的な水中噴火が起こる必要がある。今のところ、マダガスカル洪

水玄武岩は陸上で噴火した痕跡が残っているが、カリブ海台については大規模な陸上噴火の証拠は見出されていない。しかし、巨大火成岩岩石区の多くは、その形成初期に陸上噴火を経験しているものが多く（例えばマニヒキ海台、ケルゲレン海台やヒクランギ海台など；Coffin and Eldholm, 1994）、カリブ海台で陸上噴火が起こっていた可能性は十分に残されている。今後のカリブ海巨大火成岩岩石区の噴火様式に関する研究の発展に期待がかかる。

#### IV. 大規模火山活動とグローバル気候イベントを結ぶものは何か？

これまでの堆積物中のオスミウムや鉛の同位体組成の解析により、白亜紀の海洋無酸素事変と巨大火成岩岩石区の火山活動の深い関連が明らかになってきた。ただ、筆者らがこれまで明らかにしてきたのは、海洋無酸素事変と大規模火山活動との「同時性」である。では、両者はいったいどのような因果関係で関連づけることができるのだろうか。これまでの研究では、巨大火成岩岩石区の形成にともなう大規模火山活動によって大気-海洋系に放出される二酸化炭素（Larson and Erba, 1999; Svensen *et al.*, 2004; Kuroda *et al.*, 2007）が注目されてきた。火山活動によって大気中の二酸化炭素や濃度が急激に上昇すると、温室効果によって温暖化が進むことが予想される。気候変動は海洋循環の変化を引き起こし、海洋が成層化して深海底の貧酸素化・無酸素化を引き起こしたのかもしれない（Kuroda *et al.*, 2007）。このシナリオは、先に述べた海洋への<sup>13</sup>Cに乏しい炭素の急激な供給を示す炭素同位体比の負のシフトがOAE-1aやOAE-2開始時に認められること、海洋表層水温がOAE-1aやOAE-2開始時に急激に上昇する（Ando *et al.*, 2008; Forster *et al.*, 2007）ことと整合的である。また、OAE-1aで認められるNannoconid crisisは、大気中の二酸化炭素濃度が増加したことにともなう海洋の酸性化が原因と考えられている（Erba, 1994）。これに対し、二酸化炭素濃度の上昇にともなう温暖化によって大陸風化が促進され、大陸から栄養塩

が供給されることで海洋の基礎生産が活発化して有機物の堆積が促進されるというもう1つのシナリオも提唱されている（Misumi *et al.*, 2009）。このシナリオは大気海洋生物地球化学サイクルモデル（MiMiC）によって数値シミュレーションで再現されている（Misumi *et al.*, 2009）。ただし、大陸地殻の風化速度の上昇は、オスミウム同位体比の変動記録（OAE-1aおよび-2）や鉛同位体組成の変動記録（OAE-2）には認められていない。

一方、巨大火成岩岩石区の火山活動による鉄などのBiolimiting metalの放出が海洋無酸素事変の形成メカニズムに重要であるという仮説も提唱されている（Sinton and Duncan, 1997; Snow *et al.*, 2005）。これは、巨大海台の火山活動によってマントルや地殻から大気-海洋系へもたらされた鉄が、海洋における生物生産性を活発化させるというものである。しかし、酸化的な海洋中に鉄がもたらされた場合、酸化鉄（Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>）として速やかに水柱から除去されると予想されるため、オントンジャワ海台などの海底噴火では効率よく鉄を広範囲に放出して海洋の生物生産を高めるといったシナリオに疑問が呈されている（Shen and Lee, 2008）。

いずれのシナリオが正しいもしくは最も重要であるか、ということについては十分な議論が進んでいないのが現状である。しかし、最近の計算機の発展により、数値シミュレーションでさまざまな地質イベントの再現が進んでおり（例えば、Kageyama *et al.*, 2005）、ますますモデリングの重要性が高まっている。現在のところ、MiMiCによって火山噴火による二酸化炭素の放出と海洋無酸素事変とのリンクが再現されている（Misumi *et al.*, 2009）が、今後さらに他のシナリオについてもシミュレーションによって再現、検討されてゆくだろう。

#### V. 終わりに

堆積物にごく微量に含まれているオスミウムや鉛といった重金属の同位体指標を用いることで、これまでになく詳細に古環境イベントとマグマイ

ベントの関連を知ることができるようになってきた。本稿では「オントンジャワ海台と OAE-1a」および「カリブ海台もしくはマダガスカル洪水玄

武岩と OAE-2」に絞って紹介してきたが、マントル活動が海洋環境や気候に影響を及ぼした例はこれだけではない。例えば、ペルム紀/三畳紀境

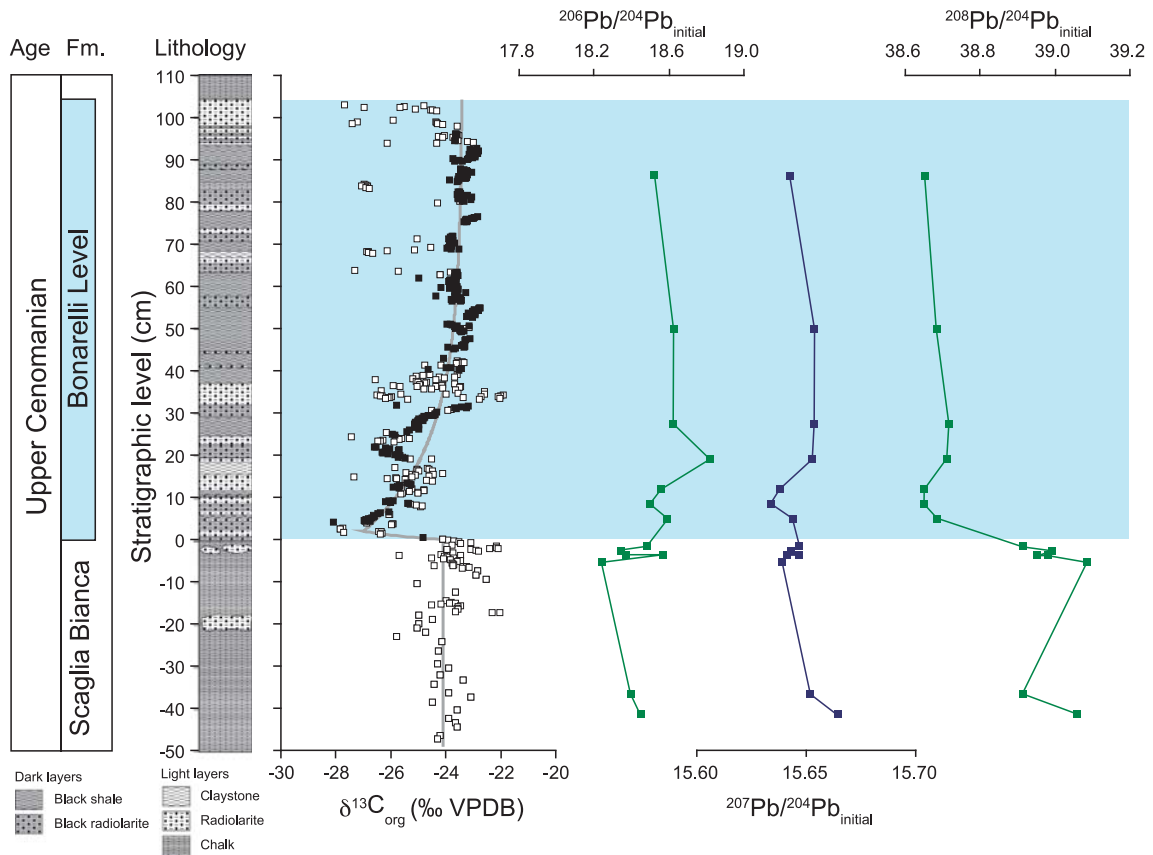


図 6 (Fig. 6)

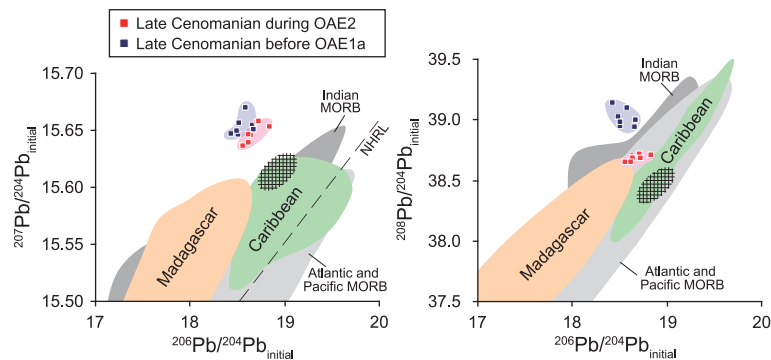


図 7 (Fig. 7)

界の大量絶滅イベント (250 Ma) には、シベリア洪水玄武岩や峨眉山洪水玄武岩が (Isozaki, 1997), 三疊紀/ジュラ紀境界大量絶滅イベント (200 Ma) では中央大西洋火成岩岩石区 (Central Atlantic Magmatic Province: CAMP) が (Wignall, 2001; Hesselbo *et al.*, 2002; Cohen and Coe, 2007), ジュラ紀トアルシアン海洋無酸素事変の時期 (182 Ma) にはカルー洪水玄武岩が (Wignall, 2001; Svensen *et al.*, 2007), 暁新世/始新世境界温暖化イベント (55 Ma) では北大西洋火山岩岩石区 (Svensen *et al.*, 2004) がそれぞれ形成されている。いずれも短期間の大規模な火山活動, 炭素同位体比の負のスパイク, 海洋酸性化を示唆する一時的な炭酸塩の溶解, 海洋の無酸素化 (ただし三疊紀/ジュラ紀境界ではローカルな現象, 暁新世/始新世境界では認められない) など OAE との共通性が認められる (Wignall, 2001; Jenkyns, 2003 など)。巨大火成岩岩石区の噴火と海洋環境イベントとは地球史を通して普遍的にリンクしていたのかもしれない。今後, さらなる研究の進展が期待できる分野であ

る。

#### 謝 辞

フィリピン大学の Maria L.G. Tejada 博士, 海洋研究開発機構の谷水雅治博士, 柏山祐一郎博士, 北里洋博士, 小川奈々子博士, サザンプトン国立海洋科学研究所の Millard F. Coffin 教授, 東京大学の多田隆治教授, 田近英一准教授, ウルビノ大学の Rodolfo Coccioni 教授, ミラノ大学の Elizabetta Erba 教授には, 研究全般にわたっていろいろなアドバイスをいただいた。愛媛大学の堀 利栄准教授には, 試料の提供や古生物学に関する多くの議論をしていただいた。海洋研究開発機構の平 朝彦博士および筑波大学の久田健一郎准教授には, 白亜紀古環境学の研究をはじめのきっかけやその後のアドバイスをいただいた。マリンワークジャパンの松岡淳一博士, 海洋研究開発機構の中村よう子氏, 山本秀雄氏には分析を支援していただいた。これらの方々記して謝意を表す。また, 本稿を査読していただいた2名の査読者, ならびに本論文を執筆する機会をいただいた東京大学の笠原順三名誉教授に感謝申し上げる。

本研究の一部は文部科学省の科学研究費 (課題番号 19740321) を用いた。

図 6 イタリア, Gorgo a Cerbara セクションのボナレリ層周辺の岩相層序, 有機炭素同位体比, 鉛同位体比。影をつけた層準がボナレリ層。岩相層序は Kuroda *et al.* (2005), 有機炭素同位体比および鉛同位体比は Kuroda *et al.* (2007) にもとづく。有機炭素同位体比は有機炭素濃度 2%未満 (白抜き) と 2%以上 (黒塗り) とで分けてプロットしている。

Fig. 6 Biostratigraphy, lithostratigraphy, organic carbon isotopic ratios, osmium isotopic ratios and lead isotopic ratios of sediment across the Livello Bonarelli in Gorgo a Cerbara section, Italy. Shaded interval indicates Bonarelli Level. Lithostratigraphy is after Kuroda *et al.* (2005). Isotopic records of organic carbon and lead are after Kuroda *et al.* (2007). Open and closed squares in the carbon isotopic record show organic-poor (< 2% TOC) and organic-rich (> 2% TOC) samples, respectively.

図 7 イタリア Gorgo a Cerbara セクションの OAE-2 周辺の堆積物の鉛同位体比のクロスプロット (青: ボナレリ層下位のチョーク層, 赤: ボナレリ層の試料; Kuroda *et al.*, 2007)。カリブ海台の鉛同位体比 (White *et al.*, 1999; Hauff *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2002; Thompson *et al.*, 2004), マダガスカル洪水玄武岩の鉛同位体比 (Storey *et al.*, 1997), 現在の中央海嶺玄武岩の鉛同位体比 (Hofmann, 1997) も比較のため掲載している。網掛けの部分は, 堆積物の鉛同位体比の変動を説明するために必要な鉛同位体比の端成分の範囲。

Fig. 7 Lead isotopic compositions of sediments across the OAE-2 interval from the Gorgo a Cerbara section, Italy (Kuroda *et al.*, 2007). Red and blue squares show samples from the Livello Bonarelli and underlying chalk interval, respectively. Pb isotopic ratios of basaltic rock from the Caribbean (at 88-95 Ma) (White *et al.*, 1999; Hauff *et al.*, 2000; Kerr *et al.*, 2002; Thompson *et al.*, 2004), Madagascar (at 88 Ma) (Storey *et al.*, 1997) flood basalts, and from MORB (at present) from the Atlantic and Pacific (light gray) and Indian (dark gray) oceans (Hofmann, 1997 and references therein) are also shown. Meshed domains indicate likely end member of Pb isotopic ratios of volcanogenic silicate minerals from the Large Igneous Provinces.



## 文 献

- Allègre, C.J., Dupré, B., Négrel, P. and Gaillardet, J. (1996): Sr-Nd-Pb isotope systematics in Amazon and Congo River systems: Constraints about erosion processes. *Chemical Geology*, **131**, 93–112.
- Ando, A., Kakegawa, T., Takashima, R. and Saito, T. (2002): New perspective on Aptian carbon isotope stratigraphy: Data from  $\delta^{13}\text{C}$  records of terrestrial organic matter. *Geology*, **30**, 227–230.
- Ando, A., Kaiho, K., Kawahata, H. and Kakegawa, T. (2008): Timing and magnitude of early Aptian extreme warming: Unraveling primary  $\delta^{18}\text{O}$  variation in indurated pelagic carbonates at Deep Sea Drilling Project Site 463, central Pacific Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **260**, 463–476.
- Arthur, M.A. and Premoli Silva, I. (1982): Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. in *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies* edited by Schlanger, S.O. and Cita, M.B., Academic Press, London, 7–54.
- Asmeron, Y. and Jacobsen, S.B. (1993): The Pb isotopic evolution of the Earth: Inference from rover water suspended loads. *Earth and Planetary Science Letters*, **115**, 245–256.
- Bellanca, A., Erba, E., Neri, R., Premoli Silva, I., Sprovieri, M., Tremolada, F. and Verga, D. (2002): Palaeoceanographic significance of the Tethyan 'Livello Selli' (Early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily: Biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **185**, 175–196.
- 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  $\text{CO}_2$  concentrations. *Paleoceanography*, **21**, PA2002, doi:10.1029/2005PA001203.
- Bowman, A.R. and Bralower, T.J. (2005): Paleoceanographic significance of high-resolution carbon isotope records across the Cenomanian–Turonian boundary in the Western Interior and New Jersey coastal plain, USA. *Marine Geology*, **217**, 305–321.
- Bown, P.R. (2005): Early to mid-Cretaceous calcareous nannoplankton from the northwest Pacific Ocean, ODP Leg 198, Shatsky Rise. *Proceedings of the ODP Scientific Results*, **198**, 1–82.
- Burton, K.W., Bourdon, B., Birck, J.-L., Allegre, C.J. and Hein, J.R. (1999): Osmium isotopic variations in the oceans recorded by Fe-Mn crusts. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 185–197.
- Clarke, L. and Jenkyns, H.C. (1999): New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere. *Geology*, **27**, 699–702.
- Coccioni, R. and Luciani, V. (2005): Planktonic foraminifers across the Bonarelli Event (OAE2, latest Cenomanian): The Italian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **224**, 167–185.
- Coccioni, R., Luciani, V. and Marsili, A. (2006): Cretaceous oceanic anoxic events and radially elongated chambered planktonic foraminifera: Paleocological and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **235**, 66–92.
- Coffin, M.F. and Eldholm, O. (1994): Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, **32**, 1–36.
- Cohen, A.S. and Coe, A.L. (2007): The impact of the Central Atlantic magmatic province on climate and on the Sr- and Os-isotope evolution of seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **244**, 374–390.
- Davy, B., Hoernle, K. and Werner, R. (2008): Hikurangi Plateau: Crustal structure, rifted formation, and Gondwana subduction history. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **9**, Q07004, doi:10.1029/2007GC001855.
- Dumitrescu, M. and Brassell, S.C. (2005): Biogeochemical assessment of sources of organic matter and paleoproductivity during the early Aptian Oceanic Anoxic Event at Shatsky Rise, ODP Leg 198. *Organic Geochemistry*, **36**, 1002–1022.
- Dumitrescu, M. and Brassell, S.C. (2006): Compositional and isotopic characteristics of organic matter for the early Aptian Oceanic Anoxic Event at Shatsky Rise, ODP Leg 198. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **235**, 168–191.
- Eldholm, O. and Coffin, M.F. (2000): Large igneous provinces and plate tectonics. in *The History and Dynamics of Global Plate Motions* edited by Richards, M.A., Gordon, R.G. and van der Hilst, R.D., *Geophysical Monograph*, **121**, AGU, 309–326.
- Erba, E. (1994): Nannofossils and superplumes: The early Aptian "nannoconid crisis". *Paleoceanography*, **9**, 483–501.
- Erba, E. (2004): Calcareous nannofossils and Mesozoic oceanic anoxic events. *Marine Micropaleontology*, **52**, 85–106.
- Erbacher, J. and Thurow, J. (1997): Influence of oceanic anoxic events on the evolution of mid-Cretaceous radiolaria in the North Atlantic and western Tethys. *Marine Micropaleontology*, **30**, 139–158.
- Erbacher, J., Friedrich, O., Wilson, P.A., Birch, H. and Mutterlose, J. (2004): Stable organic carbon isotope stratigraphy across Oceanic Anoxic Event 2 of Demerara Rise, western tropical Atlantic. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**, doi:10.1029/2004GC000850.
- Forster, A., Schouten, S., Moriya, K., Wilson, P.A. and Sinninghe Damsté, J.S. (2007): Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/

- Turonian oceanic anoxic event 2: Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic. *Paleoceanography*, **22**, PA1219, doi:10.1029/2006PA001349.
- Gale, A.S., Jenkyns, H.C., Kennedy, W.J. and Corfield, R.M. (1993): Chemostratigraphy versus biostratigraphy: Data from around the Cenomanian–Turonian boundary. *Journal of the Geological Society*, **150**, 29–32.
- Gale, A.S., Smith, A.B., Monks, N.E.A., Young, J.A., Howard, A., Wray, D.S. and Huggett, J.M. (2000): Marine biodiversity through the Late Cenomanian–Early Turonian: Palaeoceanographic controls and sequence stratigraphic biases. *Journal of the Geological Society*, **157**, 745–757.
- Gale, A.S., Kennedy, W.J., Voigt, S. and Walaszczyk, I. (2005): Stratigraphy of the Upper Cenomanian–Lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: Ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. *Cretaceous Research*, **26**, 460–487.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W. and Lourens, L.J. (2004): A new Geologic Time Scale with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, **27**, 83–100.
- Hasegawa, T. (1997): Cenomanian–Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **130**, 251–273.
- Hasegawa, T. and Saito, T. (1993): Global synchronicity of a positive carbon isotope excursion at the Cenomanian/Turonian boundary: Validation by calcareous microfossil biostratigraphy of the Yezo Group, Hokkaido, Japan. *The Island Arc*, **3**, 181–191.
- Hauff, F., Hoernle, K., Tilton, G., Graham, D.W. and Kerr, A.C. (2000): Large volume recycling of oceanic lithosphere over short time scales: Geochemical constraints from the Caribbean Large Igneous Province. *Earth and Planetary Science Letters*, **174**, 247–263.
- Hauff, F., Hoernle, K., Werner, R., van den Bogaard, P., Timm, C. and Kluegel, A. (2008): Geochemistry and age data from the Manihiki Plateau (R/V SO193): Multiple volcanic events from EM1-FOZO-HIMU mantle sources within a single oceanic LIP. *Eos Transactions AGU*, **89**(53), Fall Meeting Supplement, Abstract V53A-2117.
- Henderson, G.M. and Maier-Reimer, E. (2002): Advection and removal of  $^{210}\text{Pb}$  and stable Pb isotopes in the oceans: A general circulation model study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**, 257–272.
- Herrle, J.O., Kößler, P., Friedrich, O., Erlenkeuser, H. and Hemleben, C. (2004): High-resolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from SE France and the Mazagan Plateau (DSDP Site 545): A stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. *Earth and Planetary Science Letters*, **218**, 149–161.
- Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F. and Piasecki, S. (2002): Terrestrial and marine extinction at the Triassic–Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: A link to initiation of massive volcanism. *Geology*, **30**, 251–254.
- Hoernle, K., Hauff, F., Werner, R. and Mortimer, N. (2004): New insights into the origin of the Hikurangi oceanic plateau. *Eos Transactions AGU*, **85**, 401–416.
- Hofmann, A.W. (1997): Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, **385**, 219–229.
- Huber, B.T., Hodell, D.A. and Hamilton, C.P. (1995): Middle–Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *Geological Society of America Bulletin*, **107**, 1164–1191.
- 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.
- Inoue, M. and Tanimizu, M. (2008): Anthropogenic lead inputs to the western Pacific during the 20th century. *Science of the Total Environment*, **406**, 123–130.
- Isozaki, Y. (1997): Permo–Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: Records from lost deep sea. *Science*, **275**, 235–238.
- 庵谷奈津子・堀利栄・池原実 (2009): 四十帯白亜系層状チャートにおける OAE1a 無酸素水塊の深度予測と  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ・微量元素変動. 放散虫研究会論文集, **14**, 297–315.
- Jackson, E.D., Bargar, K.E., Fabbri, B.P. and Heropoulos, C. (1976): Petrology of the basaltic rocks drilled on Leg 33. in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* edited by Schlanger, S.O., Jackson, E.D. and Boyce, R.E., **33**, 571–630.
- Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A., Horne, D. and Rosenfeld, A. (1988): Microfossil assemblages and the Cenomanian–Turonian (late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, **9**, 3–103.
- Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C. and Pearce, M.A. (2006): Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: A new  $\delta^{13}\text{C}$  carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine*, **143**, 561–608.
- Jenkyns, H.C. (1976): Sediments and sedimentary history, Manihiki Plateau, South Pacific Ocean. in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* edited by Schlanger, S.O., Jackson, E.D. and Boyce, R.E., **33**, 873–890.
- Jenkyns, H.C. (1995): Carbon-isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of Resolution Guyot, Mid-Pacific Mountains. in *Proceedings of the*

- Ocean Drilling Program, Scientific Results* edited by Winterer, E.L., Sager, W.W., Firth, J.V. and Sinton, J.M., **143**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 99–104.
- Jenkyns, H.C. (2003): Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, **A 361**, 1885–1916.
- Jenkyns, H.C., Gale, A.S. and Corfield, R.M. (1994): Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine*, **131**, 1–34.
- Kageyama, M., Harrison, S.P. and Abe-Ouchi, A. (2005): The depression of tropical snowlines at the last glacial maximum: What can we learn from climate model experiments. *Quaternary International*, **138–139**, 202–219.
- Kaiho, K. (1994): Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m.y. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **111**, 45–71.
- Kashiyama, Y., Ogawa, N.O., Kuroda, J., Shiro, M., Nomoto, S., Tada, R., Kitazato, H. and Ohkouchi, N. (2008): Diazotrophic cyanobacteria as the major photoautotrophs during mid-Cretaceous oceanic anoxic events: Nitrogen and carbon isotopic evidence from sedimentary porphyrin. *Organic Geochemistry*, **39**, 532–549.
- Kato, Y., Fujinaga, K. and Suzuki, K. (2005): Major and trace element geochemistry and Os isotopic composition of metalliferous umbers from the Late Cretaceous Japanese accretionary complex. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **6**, Q07004, doi: 10.1029/2005GC000920.
- Kauffman, E.G. (1976): Deep-sea Cretaceous macrofossils: Hole 317A, Manihiki Plateau. in *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* edited by Schlanger, S.O., Jackson, E.D. and Boyce, R.E., **33**, 503–535.
- Keith, M.L. (1982): Violent volcanism, stagnant oceans and some inferences regarding petroleum, strata-bound ores and mass extinctions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 2621–2637.
- Keller, G., Han, Q., Adatte, T. and Burns, S.J. (2001): Palaeoenvironment of the Cenomanian–Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, **22**, 391–422.
- Kerr, A.C. (1998): Oceanic plateau formation: A cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian–Turonian boundary. *Journal of the Geological Society*, **155**, 619–626.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Kempton, P.D., Spadea, P., Nivia, A., Marriner, G.F. and Duncan, R.A. (2002): Pervasive mantle plume head heterogeneity: Evidence from the late Cretaceous Caribbean–Colombian oceanic plateau. *Journal of Geophysical Research*, **107**, doi:10.1029/2001JB000790.
- Klemm, V., Reynolds, B., Frank, M., Pettke, T. and Halliday, A.N. (2007): Cenozoic changes in atmospheric lead recorded in central Pacific ferromanganese crusts. *Earth and Planetary Science Letters*, **253**, 57–66.
- Klemm, V., Frank, M., Levasseur, S., Halliday, A.N. and Hein, J.R. (2008): Seawater osmium isotope evidence for a middle Miocene flood basalt event in ferromanganese crust records. *Earth and Planetary Science Letters*, **273**, 175–183.
- Kuroda, J. and Ohkouchi, N. (2006): Implication of spatiotemporal distribution of black shales deposited during Cretaceous Oceanic Anoxic Event-2. *Paleontological Research*, **10**, 345–358.
- Kuroda, J., Ohkouchi, N., Ishii, T., Tokuyama, H. and Taira, A. (2005): Lamina-scale analysis of sedimentary components in Cretaceous black shales by chemical compositional mapping: Implications for paleoenvironmental changes during the Oceanic Anoxic Events. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 1479–1494.
- Kuroda, J., Ogawa, N.O., Tanimizu, M., Coffin, M.F., Tokuyama, H., Kitazato, H. and Ohkouchi, H. (2007): Contemporaneous massive subaerial volcanism and Late Cretaceous oceanic anoxic event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, **256**, 211–223.
- Kuroda, J., Tanimizu, M., Hori, R.S., Suzuki, K., Ogawa, N.O., Tejada, M.L.G., Coffin, M.F., Coccioni, R. and Ohkouchi, N. (2009): Multiple eruptions of the Ontong Java Plateau as a trigger of the Cretaceous Oceanic Anoxic Event-1a. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, A708.
- Kuypers, M.M.M., Pancost, R.D., Nijenhuis, I.A. and Sinninghe Damsté, J.S. (2002): Enhanced productivity led to increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic basin during the late Cenomanian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, **17**, 1–13.
- Larson, R.L. (1991): Geological consequences of superplumes. *Geology*, **19**, 963–966.
- Larson, R.L. and Erba, E. (1999): Onset of the Mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian–Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary, and geochemical responses. *Paleoceanography*, **14**, 663–678.
- Leckie, R.M., Bralower, T.J. and Cashman, R. (2002): Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. *Paleoceanography*, **17**, 1041, doi:10.1029/2001PA000623.
- Levasseur, S., Birck, J.-L. and Allegre, C.J. (1998): Direct measurement of femtomoles of osmium and the  $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$  ratio in seawater. *Science*, **282**, 272–274.
- Lünig, S., Kolonic, S., Belhadj, E.M., Belhadj, Z., Cota, L., Barić, G. and Wagner, T. (2004): Integrated

- depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa. *Earth-Science Reviews*, **64**, 51–117.
- Mahoney, J.J. and Spencer, K. (1991): Isotopic evidence for the origin of the Manihiki and Ontong Java oceanic plateaus. *Earth and Planetary Science Letters*, **104**, 196–210.
- Mahoney, J.J., Storey, M., Duncan, R.A., Spencer, K.J. and Pringle, M.S. (1993): Geochemistry and age of the Ontong Java Plateau. in *The Mesozoic Pacific. Geology, Tectonics, and Volcanism* edited by Pringle, M.S., Sager, W., Sliter, W. and Stein, S., *Geophysical Monograph*, **77**, AGU, 233–261.
- Matsumoto, A. and Hinkley, T.K. (2001): Trace metal suites in Antarctic pre-industrial ice are consistent with emissions from quiescent degassing of volcanoes worldwide. *Earth and Planetary Science Letters*, **186**, 33–43.
- Menegatti, A.P., Weissert, H., Brown, R.S., Tyson, R.V., Farrimond, P., Strasser, A. and Caron, M. (1998): High resolution  $\delta^{13}\text{C}$  stratigraphy through the early Aptian 'Livello Selli' of the Alpine Tethys. *Paleoceanography*, **13**, 530–545.
- Meyers, S.R., Sageman, B.B. and Hinnov, L.A. (2001): Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek limestone member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 627–643.
- Meynadier, L., Allègre, C. and O'Nions, R.K. (2008): Plate tectonics, radiogenic isotopic tracers and paleoceanography, the case of the manganese crusts in the Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, **272**, 513–522.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. and Pekar, S.F. (2005): The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, **310**, 1293–1298.
- Millot, R., Allègre, C.J., Gaillardet, J. and Roy, S. (2004): Lead isotopic systematics of major river sediments: A new estimate of the Pb isotopic composition of the Upper Continental Crust. *Chemical Geology*, **203**, 75–90.
- Misumi, K., Yamanaka, Y. and Tajika, E. (2009): Numerical simulation of atmospheric and oceanic biogeochemical cycles to an episodic  $\text{CO}_2$  release 1 event: Implications for the cause of mid-Cretaceous Ocean Anoxic Event-1a. *Earth and Planetary Science Letters*, **286**, 316–323.
- 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 of Demerara Rise. *Geology*, **35**, 615–618.
- Ohkouchi, N., Kawamura, K., Wada, E. and Taira, A. (1997): High abundances of hopanols and hopanoid acids in Cretaceous black shales. *Ancient Biomolecules*, **1**, 183–192.
- Ohkouchi, N., Kawamura, K., Kajiwara, K., Wada, E., Okada, M., Kanamatsu, T. and Taira, A. (1999): Sulfur isotope records around Livello Bonarelli (Northern Apennines, Italy) black shale at the Cenomanian-Turonian boundary. *Geology*, **27**, 535–538.
- Ohkouchi, N., Kashiwara, Y., Kuroda, J., Ogawa, N.O. and Kitazato, H. (2006): The importance of diazotrophic cyanobacteria as primary producers during Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Biogeosciences*, **3**, 575–605.
- Paul, C.R.C., Mitchell, S.F., Lamolda, M. and Gorostidi, A. (1994): The Cenomanian-Turonian Boundary Event in northern Spain. *Geological Magazine*, **131**, 801–817.
- Paul, C.R.C., Lamolda, M.A., Mitchell, S.F., Vaziri, M.R., Gorostidi, A. and Marshall, J.D. (1999): The Cenomanian-Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): A proposed European reference section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **150**, 83–121.
- Peucker-Ehrenbrink, B. and Ravizza, G. (2000): The marine osmium isotope record. *Terra Nova*, **12**, 205–219.
- Ravizza, G. and Peucker-Ehrenbrink, B. (2003): Chemostratigraphic evidence of Deccan volcanism from the marine osmium isotope record. *Science*, **302**, 1392–1395.
- Riisager, P., Hall, S., Antretter, M. and Zhao, X. (2003): Paleomagnetic paleolatitude of Early Cretaceous Ontong Java Plateau basalts: Implications for Pacific apparent and true polar wander. *Earth and Planetary Science Letters*, **208**, 235–252.
- Robinson, N., Ravizza, G., Coccioni, R., Peucker-Ehrenbrink, B. and Norris, R. (2009): A high-resolution marine  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  record for the late Maastrichtian: Distinguishing the chemical fingerprints of Deccan volcanism and the KP impact event. *Earth and Planetary Science Letters*, **281**, 159–168.
- Robinson, S.A., Williams, T. and Bown, P.R. (2004): Fluctuations in biosiliceous production and the generation of Early Cretaceous oceanic anoxic events in the Pacific Ocean (Shatsky Rise, Ocean Drilling Program Leg 198). *Paleoceanography*, **19**, PA4024, doi:10.1029/2004PA001010.
- Sageman, B.B., Rich, J., Arthur, M.A., Birchfield, G.E. and Dean, W.E. (1997): Evidence for Milankovitch periodicities in Cenomanian-Turonian lithologic and geochemical cycles, Western Interior U.S. *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 286–301.
- Schettino, A. and Scotese, C.R. (2000): A synthetic APWP for Africa (Jurassic-Present) and global plate tectonic reconstructions. *EOS Transactions AGU*, **81** (19), S180.
- Schlanger, S.O. and Jenkyns, H.C. (1976): Cretaceous



- oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**, 179–184.
- Schlanger, S.O., Arthur, M.A., Jenkyns, H.C. and Scholle, P.A. (1987): The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine  $\delta^{13}\text{C}$  excursion. in *Marine and Petroleum Source Rocks* edited by Brooks, J. and Fleet, A.J., *Geological Society, London, Special Publications*, **26**, 371–399.
- Selby, D. and Creaser, R.A. (2003): Re-Os geochronology of organic rich sediments: an evaluation of organic matter analysis methods. *Chemical Geology*, **200**, 225–240.
- Selby, D., Mutterlose, J. and Condon, D.J. (2009): U-Pb and Re-Os geochronology of the Aptian/Albian and Cenomanian/Turonian stage boundaries: Implications for timescale calibration, osmium isotope seawater composition and Re-Os systematics in organic-rich sediments. *Chemical Geology*, **265**, 394–409.
- Sharma, M., Rosenberg, E.J. and Butterfield, D.A. (2007): Search for the proverbial mantle osmium sources to the oceans: Hydrothermal alteration of mid-ocean ridge basalt. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **71**, 4655–4667.
- Shen, B. and Lee, C.A. (2008): Oceanic hypoxia and mass extinction at the Cenomanian-Turonian boundary triggered by a flare-up of arc volcanism. *Eos Transactions AGU*, **89**(53), Fall Meeting Supplement, Abstract, PP31C-1498.
- Shipboard Scientific Party (2002): Leg 198 summary. in *Proceedings of ODP, Initial Reports* edited by Bralower, T.J., Premoli Silva, I. and Malone, M.J., **198**, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 148p.
- Sinha, M., Loudon, K. and Parsons, B. (1981): The crustal structure of the Madagascas Ridge. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **66**, 351–377.
- Sinton, C.W. and Duncan, R.A. (1997): Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian-Turonian boundary. *Economic Geology*, **92**, 836–842.
- Snow, L.J., Duncan, R.A. and Bralower, T.J. (2005): Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2. *Paleoceanography*, **20**, PA3005, doi:10.1029/2004PA001093.
- Storey, M., Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Duncan, R.A., Kelly, S.P. and Coffin, M.F. (1995): Timing of hot-spot related volcanism and the breakup of Madagascar and India. *Science*, **267**, 852–855.
- Storey, M., Mahoney, J.J. and Saunders, A.D. (1997): Cretaceous basalts in Madagascar and the transition between plume and continental lithosphere mantle sources, in *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism* edited by Mahoney, J.J., Coffin, M.F., *Geophysical Monograph*, **100**, AGU, 95–122.
- Svensen, H., Planke, S., Malthes-Sørensen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Eidem, T. and Rey, S.S. (2004): Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, **429**, 542–545.
- Svensen, H., Planke, S., Chevallerier, L., Malthes-Sørensen, A., Corfu, F. and Jamtveit, B. (2007): Hydrothermal venting of greenhouse gases triggering Early Jurassic global warming. *Earth and Planetary Science Letters*, **256**, 554–566.
- Takashima, R., Kawabe, F., Nishi, H., Moriya, K., Wani, R. and Ando, H. (2004): Geology and stratigraphy of forearc basin sediments in Hokkaido, Japan: Cretaceous environmental events on the north-west Pacific margin. *Cretaceous Research*, **25**, 365–390.
- Takashima, R., Nishi, H., Huber, B.T. and Leckie, M. (2006): Greenhouse world and the Mesozoic ocean. *Oceanography*, **19**, 82–92.
- Taylor, B. (2006): The single largest oceanic plateau: Ontong Java-Manihiki-Hikurangi. *Earth and Planetary Science Letters*, **241**, 372–380.
- Tejada, M.L.G., Mahoney, J.J., Neal, C.R., Duncan, R.A. and Hawkins, M.P. (1996): Age and geochemistry of basement and alkalic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, southern margin of Ontong Java Plateau. *Journal of Petrology*, **37**, 361–394.
- Tejada, M.L.G., Mahoney, J.J., Neal, C.R., Duncan, R.A. and Petterson, M.G. (2002): Basement geochemistry and geochronology of Central Malaita, Solomon Islands, with implication for the origin and evolution of the Ontong Java Plateau. *Journal of Petrology*, **43**, 449–483.
- Tejada, M.L.G., Mahoney, J.J., Castillo, P.R., Ingle, S.P., Sheth, H.C. and Weis, D. (2004): Pin-pricking the elephant: evidence on the origin of the Ontong Java Plateau from Pb-Sr-Hf-Nd isotopic characteristics of ODP Leg 192 basalts. in *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau* edited by Fitton, J.G., Mahoney, J.J., Wallace, P.J. and Saunders, A.D., *Geological Society, London, Special Publications*, **229**, 133–150.
- Tejada, M.L.G., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J.J., Ohkouchi, N., Sakamoto, T. and Tatsumi, Y. (2009): Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology*, **37**, 855–858.
- Thompson, P.M.E., Kempton, P.D., White, R.V., Saunders, A.D., Kerr, A.C., Tarney, J. and Pringle, M.S. (2004): Elemental, Hf-Nd isotopic and geochronological constraints on an island arc sequence associated with the Cretaceous Caribbean plateau: Bo-

- naire, Dutch Antilles. *Lithos*, **74**, 91–116.
- Thordarson, T. (2004): Accretionary-lapilli-bearing pyroclastic rocks at ODP Leg 192 Site 1184: A record of subaerial phreatomagmatic eruptions on the Ontong Java Plateau. in *Origin and Evolution of the Ontong Java Plateau* Fitton, J.G., Mahoney, J.J., Wallace, P.J. and Saunders, A.D., *Geological Society, London, Special Publications*, **229**, 275–306.
- Thurrow, J., Moullade, M., Brumsack, H.-J., Masure, E., Taugourdeau-Lantz, J. and Dunham, K. (1988): The Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE) at Hole 641A, ODP Leg 103 (compared with the CTBE interval at Site 398). in *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* Boillot, G., Winterer, E.L. *et al.*, **103**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 587–634.
- Torsvik, T.H., Tucker, R.D., Ashwal, L.D., Eide, E.A., Rakotosolofo, N.A. and de Wit, M.J. (1998): Late Cretaceous magmatism in Madagascar: Palaeomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, **164**, 221–232.
- Turgeon, S.C. and Creaser, R.A. (2008): Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode. *Nature*, **454**, 323–327.
- Vlastéřic, I., Abouchami, W., Galer, S.J.G. and Hofmann, A.W. (2001): Geographic control on Pb isotope distribution and sources in Indian Ocean Fe-Mn deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 4303–4319.
- Vogt, P.R. (1989): Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water: A possible factor in carbonate-bank/reef demise and benthic faunal extinctions?. *Geological Society of America Bulletin*, **101**, 1225–1245.
- Voigt, S., Gale, A.S. and Flögel, S. (2004): Mid-latitude shelf seas in the Cenomanian-Turonian greenhouse world: Temperature evolution and North Atlantic circulation. *Paleoceanography*, **19**, PA4020, doi:10.1029/2004PA001015.
- Wagner, T. (2002): Late Cretaceous to early Quaternary organic sedimentation in the eastern Equatorial Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **179**, 113–147.
- Weiss, D., Boyle, E.A. Wu, J., Chavagnac, V., Michel, A. and Reuer, M.K. (2003): Spatial and temporal evolution of lead isotope ratios in the North Atlantic Ocean between 1981 and 1989. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 3306, doi:3310.1029/2000JC000762.
- White, R.V., Tarney, J., Kerr, A.C., Saunders, A.D., Kempton, P.D., Pringle, M.S. and Klaver, G.T. (1999): Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: Implications for the generation of continental crust. *Lithos*, **46**, 43–68.
- Wignall, P.B. (2001): Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews*, **53**, 1–33.
- Wilson, P.A. and Norris, R.D. (2001): Warm tropical ocean surface and global anoxia during the mid-Cretaceous period. *Nature*, **412**, 425–428.
- Wilson, P.A., Norris, R.D. and Cooper, M.J. (2002): Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the core of the Turonian tropics on Demerara Rise. *Geology*, **30**, 607–610.
- Wissler, L., Weissert, H., Masse, J.-P. and Bulot, L. (2002): Chemostratigraphic correlation of Barremian and lower Aptian ammonite zones and magnetic reversals. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **91**, 272–279.
- Woodhouse, O.B., Ravizza, G., Kenison Falkner, K., Statham, P.J. and Peucker-Ehrenbrink, B. (1999): Osmium in seawater: Vertical profiles of concentration and isotopic composition in the eastern Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **173**, 223–233.

(2009年11月16日受付, 2010年3月8日受理)