

南阳盆地 PETM 事件的高分辨率碳同位素记录

朱敏^{①②}, 丁仲礼^①, 王旭^①, 陈祚伶^①, 蒋汉朝^③, 董欣欣^①, 季军良^④, 唐自华^①, 罗攀^①

① 中国科学院新生代地质与环境重点实验室, 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 地震动力学国家实验室, 中国地震局地质研究所, 北京 100029;

④ 中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室, 武汉 430074

E-mail: zhumin@mail.iggcas.ac.cn

2010-04-09 收稿, 2010-06-04 接受

国家自然科学基金资助项目(40730208)

摘要 PETM 事件是发生在古新世-始新世界线附近、由大量甲烷注入大气圈引发的全球快速增温事件. 生物地层和同位素地层研究表明, 南阳盆地玉皇顶剖面的湖相泥灰岩沉积完整地记录了 PETM 事件, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值负偏幅度达 6.1‰, 是迄今为止世界上分辨率最高的 PETM 记录. 记录显示, PETM 事件在 2 cm 厚的泥灰岩沉积中触发, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -3.2‰ 迅速降低到 -5.2‰, 表明大量甲烷在极短时间内释放出来, 其原因很可能同灾难性地质事件有关. 全球记录对比表明, PETM 事件可以概括为三阶段模式: $\delta^{13}\text{C}$ 值的快速负偏、继续缓慢负偏和逐渐回返, 分别对应于甲烷的快速释放、继续缓慢释放和逐渐消耗.

关键词

PETM
碳同位素
温室气体
南阳盆地

PETM (Paleocene-Eocene thermal maximum) 事件发生在古新世-始新世界线附近, 为一次全球性快速增温事件. 由于该事件对应于大幅度的碳同位素负漂移, 研究者大都将增温解释为巨量碳加入到大气圈所产生的温室效应. 但是, 针对巨量碳的来源, 目前有 4 种不同的猜测: 大陆坡天然气水合物的释放^[1]; 火山入侵到富含有机质的海底沉积盆地中, 通过热变质作用产生 CH_4 和 CO_2 ^[2]; 气候变干导致大量陆地泥炭燃烧^[3]; 构造抬升导致大陆边缘海海道关闭, 进而变干, 沉积物中有机质在细菌呼吸作用下放出大量 CO_2 ^[4]. 目前, 大多数学者认为 PETM 事件是由大陆坡的大量天然气水合物释放所致. 据估计, PETM 开始阶段应有 2800~5000 Gt 生物成因的碳 ($\delta^{13}\text{C} = -60\text{‰}$) 被快速加入到海气系统中^[4], 才能导致碳同位素记录的大幅负偏. PETM 事件尽管历时才 10 多万年, 但对气候和生态系统产生了灾难性影响, 如全球温度升高^[5]、底栖有孔虫灭绝^[6]、浮游有孔虫快速演替^[7]、大陆间哺乳动物的迁徙交流^[8]以及海洋酸

化^[9]等.

由于 PETM 事件是由温室气体快速增加所致, 在过程上与工业革命以来的大气 CO_2 增加有可比性, 加之人们担心未来的增温是否会引发海底天然气水合物的释放, 因此受到有关研究者的普遍关注. 但是, 尽管积累了不少资料, 有关该事件的触发机制、持续时间、回返过程等一些核心问题还没有明确答案. 比如, 温室气体的释放机制是什么^[1], 温室气体注入大气圈是阶段性的还是持续性的^[10], 温室气体释放总量有多大, 该过程为何会停止, 大气圈“多余的”碳被什么机制所消耗等, 都有很大的争议. 产生这些争议的一个重要原因是缺乏高分辨率的地质记录, 尤其是陆相高分辨率记录. 迄今为止, PETM 记录主要来自海相沉积, 但这些沉积的厚度只有 1~2 m 左右, 有的钻孔还受到较大的扰动. 而陆相沉积, 目前报道的只有 4 个点, 分别位于美国怀俄明州的 Bighorn 盆地^[11]、美国北达科他州的 Williston 盆地^[12]、中国的衡阳盆地^[13]、中国内蒙的二连浩特^[14]. 从发表的数据

英文版见: Zhu M, Ding Z L, Wang X, et al. High-resolution carbon isotope record for the Paleocene-Eocene thermal maximum from the Nanyang Basin, Central China. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-4092-5

看, 衡阳与二连的研究材料是古土壤钙结核, 仅有几个数据点, 谈不上分辨率与记录的完整性; Williston 盆地的记录是否确是 PETM 事件, 尚存疑问; Bighorn 盆地开展了许多工作, 尤其在古生物研究上做得很深入, 但其 $\delta^{13}\text{C}$ 曲线亦是以古土壤钙结核为主建立的, 分辨率亦不够高. 因此, 全面了解 PETM 事件, 需要高分辨率的陆相沉积记录.

我国是全球陆相新生代沉积出露最广泛的国家之一, 在研究 PETM 事件上有独到的优势与潜力. 最近, 我们在南阳盆地连续的泥灰岩沉积中找到了 PETM 事件. 通过大量样品的碳同位素分析, 建立了该事件的完整记录, 从而为回答有关问题提供了新证据.

1 地层记录

南阳盆地是白垩纪晚期以来持续发育的断陷盆地^[15]. 从晚白垩世到晚始新世发育了一套连续的陆相碎屑沉积, 自下而上依次为胡岗组、白营组和玉皇顶组. 20 世纪 70 年代末, 研究者在胡岗组的红色砂岩层中发现了恐龙蛋皮, 确立其时代为晚白垩世^[16]. 白营组为一套厚层湖相泥灰岩, 研究者曾在其中发现古新世晓鼠(*Hanomys malcolmi*)^[17]化石. 玉皇顶组为一套湖相灰白-浅红色泥灰岩夹红色粉砂质泥岩、钙质泥岩沉积, 在盆地内广泛发育. 依据该组内大量哺乳动物化石组合, 可分为上、中、下 3 个“化石层位”^[18]. 下化石层位以锥齿亚洲冠齿兽(*Asiocoryphodon conicus*)和弗氏方齿冠齿兽(*Manteodon flerowi*)为代表, 时代为早始新世; 中化石层位以似吐鲁番菱白兽(*Rhombomylus cf. turpanensis*)、湖北陌生鼠(*Advenimus hubeiensis*)和拟始獭(*cf. Heptodon sp.*)为代表, 时代为早始新世晚期; 上化石层位以小戈壁兽(*Gobiotherium minutus*)、张沟始爪兽(*Eomoropus zhanggouensis*)、原始脊齿獭(*Lophialetes primus*)、沂蒙兽(*Yimengia sp.*)和柯氏犀(*Forstercooperia sp.*)为代表, 时代为中始新世、晚始新世. 因此, 白营组上部至玉皇顶组下部地层是有可能检出 PETM 事件的重点段落.

2 碳同位素记录

我们对南阳盆地丹江口市玉皇顶剖面(图 1)自下而上进行了系统采样和同位素分析. 研究段落为白营组上部至玉皇顶组下部的地层, 采样起始层位设为 0 m, 结束层位(270 m 处)距离上覆大仓房组底部

约 100 m. 首先, 以 1 m 为间隔进行了碳同位素分析. 在确定了负漂移事件层位后, 对该层位附近 60 m 厚的地层以 2~10 cm 为间距进行了高分辨率碳同位素分析, 共分析样品 534 个. 分析方法为: 在泥灰岩样品上钻取约 150 μg 微晶碳酸盐粉末, 在 GasBench II 系统中与 100% 正磷酸在 72 $^{\circ}\text{C}$ 下反应, 碳同位素测定采用 MAT253 气体同位素比值质谱仪, 结果以相对于 VPDB 标准的千分比(‰)表示, 分析精度为 $\pm 0.15\text{‰}$.

结果显示(图 2), 在 0~30 m 间, $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -3.2‰ 附近波动. 从深度 30 m 开始至 182 m, $\delta^{13}\text{C}$ 值整体上有逐渐降低的趋势. 在 182 m 处, $\delta^{13}\text{C}$ 值在 2 cm 间隔内迅速负漂, 由 -3.2‰ 降低至 -5.2‰ . 此后, $\delta^{13}\text{C}$ 值持续缓慢负偏, 至 188.8 m 处又一次迅速负偏 $\sim 2.5\text{‰}$, 达到 -8.9‰ , 然后很快回返至 -6‰ . 接下来, $\delta^{13}\text{C}$ 值继续缓慢负偏, 于 195 m 处达到最低值(-9.3‰)后又逐渐变正, 至 200 m 处恢复至 -6‰ 左右并在 200 m 以上的段落中保持在该值附近. 此外, 在 182 m 以下的地层中存在多次幅度较小的同位素负漂事件, 其中, 较为显著一次位于 165~170 m 之间, 负漂幅度大约为 2‰ .

3 PETM 事件的对比

碳同位素记录表明, 南阳盆地玉皇顶剖面 182~201 m 间的泥灰岩沉积记录了 PETM 事件. 我们将南阳盆地、深海 ODP 690B 孔、美国 Bighorn 盆地的 PETM 记录做了对比(图 3). 整体上看, 3 条 PETM 事件记录比较相似: $\delta^{13}\text{C}$ 值都经历了一个快速降低、进

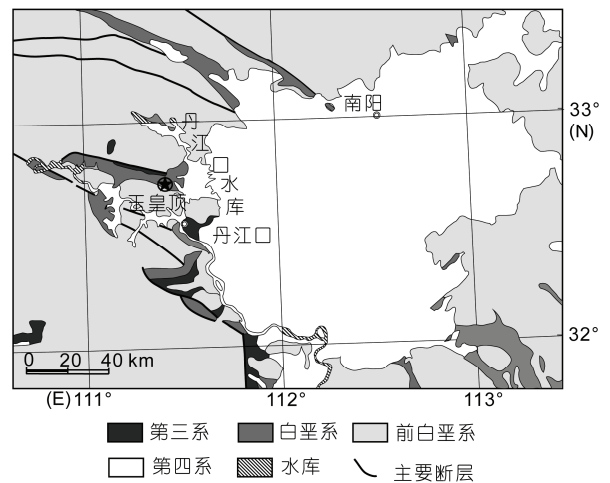


图 1 南阳盆地地质概况

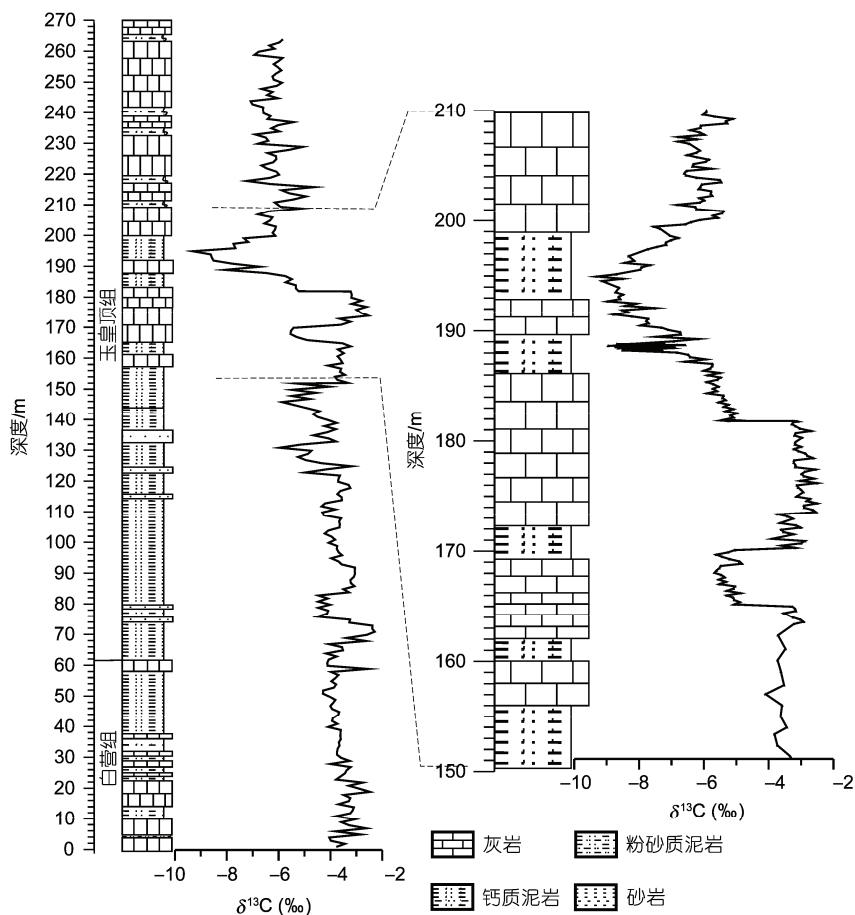


图2 玉皇顶剖面岩性地层和碳同位素记录

一步负偏和缓慢恢复的过程。但是，三者之间也存在一些明显差异：第一，南阳盆地和美国 Bighorn 盆地的 $\delta^{13}\text{C}$ 值负偏幅度分别为 6.1‰和 8‰，远远大于海洋记录的负漂幅度($\sim 2.5\%$)；第二， $\delta^{13}\text{C}$ 值负偏的过程并不一致，具体表现为：ODP 690B 孔为两次迅速负偏(图 3(c), (e))和一次缓慢负偏(图 3(g))，且前两次负偏之间有一稳定的阶段(图 3(d))，而美国 Bighorn 盆地显示出两次迅速负偏(图 3(c), (e))，南阳盆地记录则表现为一次迅速负偏(图 3(c))后缓慢负偏(图 3(d), (g))，期间有一次迅速负偏(图 3(e))并小幅回返(图 3(f))；第三，在 PETM 事件之前，南阳盆地记录了数次幅度约 2‰的碳同位素负漂移事件(图 2)，其中距离 PETM 发生时间最近的一次负偏事件(图 3(a))在 Bighorn 盆地也有类似记录，但在海洋记录中并不十分显著。从以上比较看，南阳盆地和海洋沉积记录的 PETM 事件发展过程较为一致，但南阳盆地为厚度较大的泥灰岩沉积，所以整个事件在细节表达上要丰

富一些。至此，我们可以基本总结出 PETM 事件的三阶段模式：快速负偏、继续缓慢负偏以及逐渐回返。这 3 个阶段分别对应于温室气体的快速释放、继续缓慢释放和逐渐消耗。

4 讨论

目前，在全球范围内，PETM 事件发生的时间跨度并没有绝对定年控制。玉皇顶剖面因是泥灰岩沉积，不易通过磁性地层研究确定其年代框架，在本研究中，我们用各种方法对古地磁样品做了测量，但终因信号太弱而得不出明确结果。以前，深海沉积研究者根据地球轨道要素分析，推测该事件的跨度在 12~20 万年[20-22]。如果我们接受这一推测，并假定玉皇顶剖面的沉积速率大致相同，那么该剖面 PETM 的沉积分辨率达到 9.5~15.8 cm/ka，远高于深海记录 (0.9~1.5 cm/ka)。虽然美国 Bighorn 盆地 PETM 时段沉积物厚达 55 m，但是其碳同位素记录来自古土壤

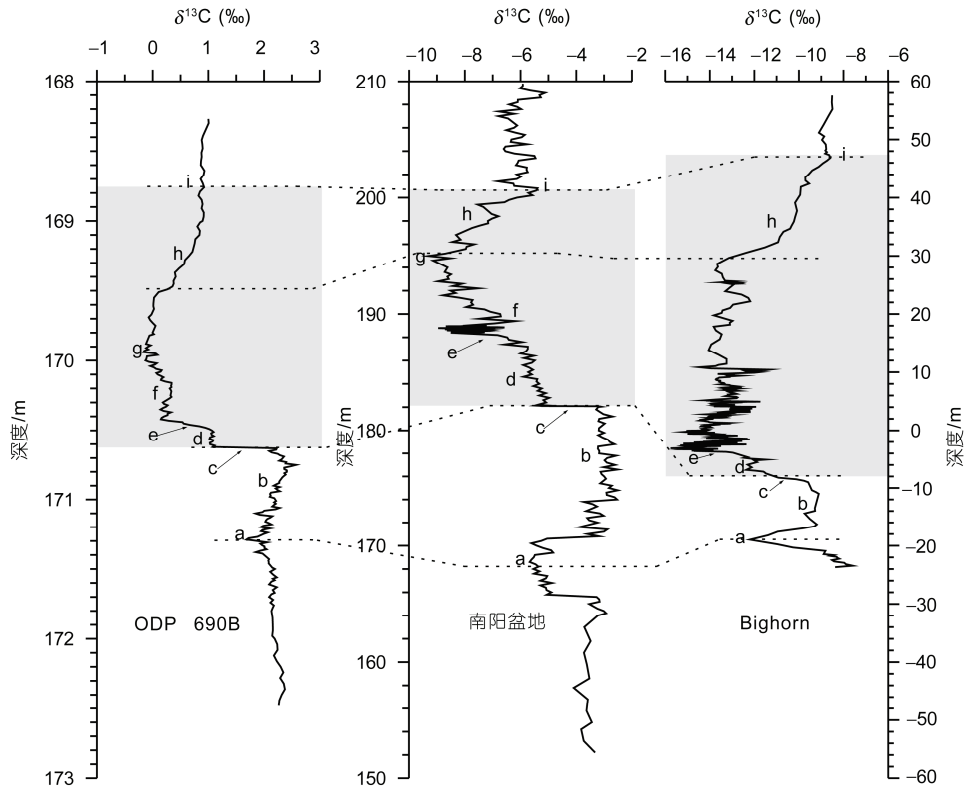


图3 南阳盆地玉皇顶剖面碳同位素记录与 ODP 690B 孔^[10]、美国 Bighorn 盆地^[19]记录的对比
 ODP 690B 为全岩碳同位素记录, 深度为距海平面深度; Bighorn 记录来自土壤钙结核; 阴影部分指示了 PETM 事件

钙结核, 时间分辨率并不高. 由此, 可以认为南阳盆地的碳同位素记录是迄今为止分辨率最高的 PETM 记录, 可以对该事件的一些细节做进一步的厘定.

首先, 我们可以接受 PETM 事件的碳同位素负漂移是由保存在大陆坡中的天然气水合物($\delta^{13}\text{C} = -60\text{‰}$)释放引起这一观点^[1], 因为有机沉积物分解、陆地泥炭燃烧、构造因素的影响都应该是相对缓慢的, 而我们的记录表明, 此事件的触发过程非常迅速, 碳同位素负漂移在 2 cm 间隔内完成, 推测该触发过程的持续时间小于 210 a. 在这样短的时间内释放大量温室气体, 最大可能的来源是保存在深海沉积中的天然气水合物. 到目前为止, 对这一触发过程, 有两种假设: 一是认为在古新世晚期, 随着全球温度的增高, 大量的热量从海面传输到海洋深部, 从而引起大陆坡的天然气水合物失去稳定性, 分解后释放^[1]; 二是认为某个或某些地质事件, 如边坡失稳、海底地震、岩浆侵入等突发性地触发此事件^[2,23]. 第一种触发模式或许同当前的变暖有类比性, 值得予以特殊关注. 但从我们的记录看, 这更像一次突发性的事件,

可以基本否定气候变暖所触发这一机制. 但该事件触发以后, 碳同位素比值还有 -4.1‰ 的逐渐负漂, 从沉积厚度推测, 这个过程持续了约 8.2~13.7 万年, 这样的变化显然不能用突发事件来解释. 更有可能的过程是: 甲烷气体在初始阶段释放后, 引起了较强烈的温室效应, 增温后使热量传输到海洋深部, 从而导致大陆坡上的甲烷气体失稳释放. 这点可以理解为增温后的正反馈作用, 故增温后引起天然气水合物分解这个过程应予以重视.

那么, 有多少天然气水合物被释放了呢? 又有多少碳留在大气圈中呢? 此问题非常重要, 但只能在一些假设条件下进行估算. 海洋记录的 PETM 峰值期碳同位素负偏 $\sim 2.5\text{‰}$, 根据海洋无机碳库总量(38000 Gt^[24])和碳同位素比值(0)估算, 海洋碳库增加了 1652 Gt C^[1]. 一般认为碳扰动在海-气系统中的分配比例为 6:4^[25], 那么大气碳库碳增量应在 1101 Gt 左右. 南阳盆地碳同位素比值负偏 6.1‰, 如果当时大气 CO₂ 浓度为 1000 ppmv, 则大气碳库总量应为 2120 Gt C(1 ppmV 大气 CO₂ 相当于 2.12 Gt C)^[26], 假

定当时的大气 $\delta^{13}\text{C}$ 值同现代一样 (-6.5‰), 那么, -6.1‰ 的负漂移意味着 268 Gt C 留在大气中, 这个数值同工业革命以来大气中增加的碳相似. 根据沉积速率估算, 余下的 833 Gt C 大约在 3.8~6.3 万年间被陆地生态系统和风化作用所消耗. 这个消耗值可能是最小估计, 因为上述估算尚未考虑陆地生态系统反馈中海气交换平衡的移动和碳酸盐补偿作用. 一般认为, 目前全球海洋中储存的天然水合物约有 10000 Gt C^[27], 尽管 PETM 时期由于温度较高, 这个数值可能会小一些, 但一些研究者认为该时期和现代的总量差别不会太大^[1]. 从上述估算可以看出, 增温后并没有促使天然气水合物完全被释放, 这可能同增温后陆地和海洋生态系统的碳固定加快有关, 也可能同化学风化加快消耗了大量大气 CO_2 有关.

5 结论

生物地层和同位素地层研究表明, 南阳盆地玉

皇顶剖面的湖相泥灰岩沉积完整地记录了 PETM 事件, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值负偏幅度达 6.1‰. 该剖面 PETM 时期沉积的泥灰岩厚度达 19 m, 是迄今为止世界上分辨率最高的 PETM 记录. 南阳盆地碳同位素记录显示, PETM 事件在 2 cm 厚的泥灰岩沉积中触发, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值由 -3.2‰ 迅速降低到 -5.2‰ , 表明大量甲烷在非常短暂的时间内释放出来, 其原因很可能同灾难性地质事件有关.

全球记录对比显示, PETM 事件的整体模式为大量甲烷迅速喷发、甲烷进一步缓慢喷发、地球表层系统对碳的固定. PETM 事件触发以后大量甲烷进一步释放, 这一现象可能是全球温度升高后正反馈作用的结果, 即深部海水温度升高导致甲烷-水合物-水平衡界面移动使得 CH_4 气体进一步喷发. 但由于目前尚不明了的原因, 并没有导致所有海底储存的甲烷被释放, 并且极大部分已经释放的甲烷大致在 3.8~6.3 万年间, 被海洋-大气-陆地系统所消耗.

致谢 王元青、丁素因、童永生研究员和李茜在古生物地层方面给予了指导, 杨石岭博士在成文过程中给予了帮助, 在此一并致谢.

参考文献

- Dickens G R, O'Neil J R, Rea D K, et al. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 1995, 10: 965—971
- Svensen H, Planke S, Mørner N A, et al. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, 2004, 429: 542—545
- Kurtz A C, Kump L R, Authur M A, et al. Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles. *Paleoceanography*, 2003, 18: 1090—1103
- Higgins J A, Schrag D P. Beyond methane: Towards a theory for the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 145: 523—537
- Kennett J P, Stott L D. Abrupt deep-sea warming, paleoceanographic changes and benthic extinctions at the end of Palaeocene. *Nature*, 1991, 353: 225—229
- Thomas E, Shackleton N J. The latest Paleocene benthic foraminiferal extinction and stable isotope anomalies. Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe. *Geol Soc Spec Publ*, 1996, 101: 401—441
- Kelly D C, Bralower T J, Zachos J C, et al. Rapid diversification of planktonic foraminifera in the tropical Pacific (ODP Site 865) during the late Paleocene thermal maximum. *Geology*, 1996, 24: 423—426
- Gingerich P D. Mammalian responses to climate change at the Paleocene-Eocene boundary: Polecat Bench record in the northern Bighorn Basin, Wyoming. *Geol Soc Am Spec Pap*, 2003, 369: 463—478
- Zachos J C, Röhl U, Schellenberg S A, et al. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 2005, 308: 1611—1615
- Bains S, Corfield R M, Norris R D. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science*, 1999, 258: 724—727
- Koch P L, Zachos J C, Dettman D L. Stable isotope stratigraphy and paleoclimatology of the Paleogene Bighorn Basin (Wyoming, USA). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1995, 115: 61—89
- Harrington G J, Clechenko E R, Kelly D C. Palynology and organic-carbon isotope ratios across a terrestrial Paleocene/Eocene boundary

- section in the Williston Basin, North Dakota, USA. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2005, 226: 214—232
- 13 Bowen G J, Clyde W C, Koch P L, et al. Mammalian dispersal at the Paleocene/Eocene boundary. *Science*, 2002, 295: 2062—2065
- 14 Bowen G J, Koch P L, Meng J, et al. Age and correlation of fossiliferous Late Paleocene-Early Eocene strata of the Erlan Basin, Inner Mongolia, China. *Am Mus Novit*, 2005, 3474: 1—26
- 15 河南省地质矿产局. 河南省区域地质志. 北京: 地质出版社, 1989. 656
- 16 赵资奎. 我国恐龙蛋研究的进展. 见: 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 南京地质古生物研究所, 编. 华南中、新生代红层论文集. 北京: 科学出版社, 1979. 330—340
- 17 Huang X, Li C, Dawson M R, et al. *Hanomys malcolmi*, a new simplicidentate mammal from the Paleocene of central China: Its relationships and stratigraphic implications. *Bull Carnegie Mus Nat Hist*, 2004, 36: 81—89, doi: 10.2992/0145-9058
- 18 马安成, 程捷. 秦岭东部李官桥盆地玉皇顶组生物地层划分. *地质科学*, 1991, 1: 21—29
- 19 Bains S, Norris R D, Corfield R M, et al. Marine-terrestrial linkages at the Paleocene-Eocene boundary. *Geol Soc Am Spec Pap*, 2003, 369: 1—9
- 20 Norris R D, Röhl U. Carbon cycling and chronology of climate warming during the Palaeocene/Eocene transition. *Nature*, 1999, 401: 775—778
- 21 Röhl U, Bralower T J, Norris R D, et al. New chronology for the late Paleocene thermal maximum and its environmental implications. *Geology*, 2000, 28: 927—930
- 22 Farley K A, Eltgroth S F. An alternative age model for the Paleocene-Eocene thermal maximum using extraterrestrial ^3He . *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 208: 135—148
- 23 Katz M E, Pak D K, Dickens G R, et al. The source and fate of massive carbon input during the Latest Paleocene Thermal Maximum. *Science*, 1999, 286: 1531—1533
- 24 Siegenthaler U. Modeling the present-day oceanic carbon cycle. In: Heimann M, ed. *The Global Carbon Cycle*, NATO ASI Ser I, 1993, 15: 367—395
- 25 Sarmiento J L, Gruber N. *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton and Oxford: Princeton University Press, 2006. 401
- 26 Denman K L, Brasseur G, Chidthaisong A, et al. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al, eds. *Climate Change 2007: The Physical Basis*. Cambridge, New York: Cambridge University Press, 2007. 499—587
- 27 Milkov A V. Global estimates of hydrate hydrate-bound gas in marine sediments: How much is really out there? *Earth Sci Rev*, 2004, 66: 183—197