科学通报 2021 年 第 66 卷 第 9 期: 1067 ~ 1082
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

塔里木海齐姆根剖面早古近纪极热事件及其环境效应

李伟[1], 胡修棉[1*], Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu[2], Marcelle Kamal BouDagher-Fadel[3], 李娟[1], 张世杰[1,4], 许艺炜[1]

1. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 地球科学与工程学院, 南京 210023;
2. National Institute of Marine Geology and Geo-ecology, Bucharest 70318, Romania;
3. Department of Earth Sciences, University College London, London, WC1H 0BT, UK;
4. 中国石化石油勘探开发研究院无锡石油地质研究所, 无锡 214126

* 联系人, E-mail: huxm@nju.edu.cn

2020-03-20 收稿, 2020-06-01 修回, 2020-06-02 接受, 2020-06-03 网络版发表
国家杰出青年科学基金(41525007)和国家自然科学基金(41888101)资助

摘要 早古近纪的极热事件长期受到国际学术界的广泛关注. 本研究以塔西南齐姆根剖面齐姆根组碳酸盐岩为研究对象, 追踪东特提斯洋浅海环境下早古近纪极热事件的记录, 在重建地层时代与古环境基础上探讨极热事件与沉积环境的关系. 通过生物地层学和年代地层学研究, 限定齐姆根组下段时代为Thanetian晚期至Ypresian早期(NP8~NP10, P4b~P6b/P7). 全岩碳同位素组成显示3次碳同位素负偏移事件, 负偏移值分别为−2.6‰、−4.3‰、−2.2‰. 通过与全球记录对比, 确定这3次CIE事件分别对应于古新世-始新世极热事件(PETM)前负偏移事件(POE)、PETM和早始新世极热事件2(ETM2)三次事件. 根据碳酸盐颗粒、基质类型和生物化石组合, 齐姆根组划分出10个微相类型, 整体为陆表海碳酸盐缓坡环境, 可进一步分为内缓坡、中缓坡和外缓坡环境, 呈现出一次完整的海侵海退旋回. 大规模海侵始于POE启动段, 相应的沉积环境从内缓坡转变为中外缓坡, 同时出现加强的风暴作用, 海侵及加强的风暴作用贯穿PETM, 一直持续到ETM2事件结束, 相应的沉积环境由中外缓坡开始转变为近滨岸潮坪, 代表一次大规模海退. 相比于ETM2事件和POE事件, PETM事件期间可能存在海洋酸化、缺氧以及明显的钙质生物种属更替现象.

关键词 极热事件, 早古近纪, 塔西南, 古新世-始新世极热事件, 碳同位素, 碳酸盐缓坡

自工业革命以来, 人类活动使得大气CO_2含量不断增高, 造成显著的全球变暖. 当前, CO_2含量已经突破到746.3 mg/m^{3}达到了百万年以来的最高值(www.noaa.gov). 若大气CO_2含量以目前速率持续增加, 是否会导致全球气候转变为以两极无冰盖为特征的温室地球状态? 又会对生态和环境造成多大程度的影响? 这是社会大众和科学界共同关注的问题. 地质历史时期发生过多次全球变暖事件/极热事件, 对这些极热事件的研究可为认识和应对当前全球气候变暖提供可以借鉴和对比的科学依据[1].

古新世至早始新世为新生代最重要的气候转折期之一[2,3], 全球气候延续白垩纪温室气候, 温度一直不断升高, 期间发生了多次极热事件, 如古新世-始新世极热事件(Paleocene-Eocene Thermal Maximum, PETM)、早始新世极热事件2(Eocene Thermal Maximum 2, ETM2)、早始新世极热事件3(Eocene Thermal Maximum 3, ETM3)等[4]. 其中距今约55.8 Ma的PETM事件规模最大, 持续时间为170~200 ka[5], 全球大洋表层海水

引用格式: 李伟, 胡修棉, Melinte-Dobrinescu M C, 等. 塔里木海齐姆根剖面早古近纪极热事件及其环境效应. 科学通报, 2021, 66: 1067–1082
Li W, Hu X M, Melinte-Dobrinescu M C, et al. Early Paleogene hyperthermal events and their environmental impacts in Qimugen section, Tarim Sea (in Chinese). Chin Sci Bull, 2021, 66: 1067–1082, doi: 10.1360/TB-2020-0292

© 2020《中国科学》杂志社

温度在中低纬度地区升温4~5°C[2,6,7]，在中高纬度地区达到8°C[7]，碳同位素在不同研究介质、不同区域和不同环境中均出现负偏移, 其波动范围在2‰~6‰[8~11]. 尽管前人对这些事件进行了大量的研究, 但是多为深海远洋或陆上沉积记录[3,8,12,13]，对浅海环境的记录不多，尤其是缺乏东特提斯洋地区的详细研究. 最近，Cao等人[14]和Jiang等人[15]先后在东特提斯海塔里木盆地西南地区巴什布拉克剖面进行了钙质超微化石和有孔虫地层学研究，结合碳同位素分析发现PETM事件记录，为研究东特提斯洋古近纪极热事件提供了可能的靶区.

本研究以东特提斯塔里木盆地西南地区连续完整的早古近纪浅海碳酸盐岩为研究材料，通过碳酸盐微相分析、生物地层学、碳同位素地层学以及凝灰岩锆石U-Pb年代学等手段，追踪古近纪时期极热事件在东特提斯浅水碳酸盐岩中的地层记录及其沉积环境响应.

1 地质背景

1.1 地理背景

塔里木盆地位于新疆维吾尔自治区西南部，其北部为天山山脉，南部为西昆仑山，西南部为帕米尔高原，东部为广阔的塔克拉玛干沙漠(图1(a))，是一个长期存在且经历了多次大地构造事件改造的沉积盆地[16]. 自白垩纪中期以来, 来自东特提斯洋的海水经天山高地和昆仑高地之间的狭窄通道自西部向东侵入, 形成了塔里木海[17]，由此经历了5次明显海侵海退变化[18,19]，其西南地区保存了自侏罗纪以来的连续沉积, 厚度达10 km以上[16,20]. 这些地层记录了青藏高原、帕米尔和天山中生代以来的构造与气候演化过程，具有重要的研究意义.

本次研究区位于塔里木盆地西南地区(塔西南)的齐姆根剖面(38°25′52.79″N, 76°23′26.25″E, 图1(a)), 该剖面保存了连续完整的浅海环境的白垩纪-古近纪地层[19].

1.2 岩石地层单元

塔西南早古近纪地层划分一直以来具有一定的争议, 唐天福等人[17,20]将齐姆根组划为上下两段，而郝诒纯等人[21]则认为齐姆根组上段应单独划分为盖吉塔格组. 本研究采用唐天福等人[17]的划分方案, 齐姆根剖面相关地层由老至新依次为阿尔塔什组和齐姆根组(图1(b), (c)).

阿尔塔什组未见底, 主要由白色块状石膏、硬石膏夹白云质灰岩组成(图1(d)), 沉积环境为干旱、蒸发潟湖[19]，与上覆齐姆根组整合接触. 齐姆根组厚约147 m, 可分为上下两段. 下段厚约109 m, 主要为灰绿色灰岩、泥质灰岩, 在18 m处见30 cm厚的凝灰岩层. 其灰岩、泥灰岩中含大量生物化石, 包括颗石藻、沟鞭藻、有孔虫和钙质超微等, 前人将齐姆根组下段沉积时代限定在古新世中晚期[21~24]，沉积环境为浅水碳酸盐缓坡[19](图1(e), (f), (g)); 上段厚38 m, 主要为紫红色含石膏泥岩, 生物化石稀少, 为干旱潮上带沉积环境[19].

2 实验材料与方法

(ⅰ) 样品采集. 塔西南齐姆根剖面以阿尔塔什组与齐姆根组界线为起点，以齐姆根组上段与下段界线为终点，地层真厚度109.2 m；按照0.5~1 m间隔，共采集样品200件，分别用以碳酸盐微相分析、碳氧同位素分析、有孔虫和钙质超微生物化石分析以及凝灰岩锆石U-Pb定年等.

(ⅱ) 凝灰岩锆石U-Pb定年. 本研究选取1件凝灰岩样品, 经过粉碎、分选、挑选出锆石, 并将其固定在环氧树脂靶上, 表面抛光备用. 根据阴极发光图像选取19颗岩浆锆石进行SIMS U-Pb年代学分析. 锆石阴极发光图像在南京大学内生金属矿床与成矿流体国家重点实验完成，所用仪器为FESEM；锆石U-Pb年龄在中国科学院广州地球化学研究所测定，所用仪器为CAMECA IMS 1280-HR离子探针, 仪器参数和实验方法参照Li等人[25]. 根据分析结果, 选择稳定的同位素信号区间进行锆石的U-Pb同位素年龄计算. 普通铅校正采用Andersen[26]的方法进行. 校正后的结果用 Isoplot 程序(version 2.49[27])完成年龄计算及谐和图的绘制.

(ⅲ) 钙质超微生物地层. 本研究对齐姆根组105件样品在罗马尼亚国家海洋地质与地质生态研究所进行钙质超微化石鉴定. 在样品粉末加7%浓度的H_2O_2进行倾析法前处理, 获得2~30 μm的钙质超微化石. 稀释后, 对化石样进行超声清洗2 min. 之后加入加拿大树脂制成薄片，利用Olympus透射光学显微镜，在1200倍数下使用油浸物镜进行单偏光和正交偏光分析鉴定.

(ⅳ) 有孔虫年代. 本研究选取齐姆根组36件富集有孔虫的样品沿3个不同方向切制成108个薄片在英国伦敦大学学院进行有孔虫鉴定. BouDagher-Fadel[28,29]的划分方案(PZ)结合并校正了Blow[30]的N-Zone划分方案和经Wade等人[31]修订的Berggren[32]的N-Zone，M-Zone划分方案, 建立在Cohen等人[33]修正的Gradstein等

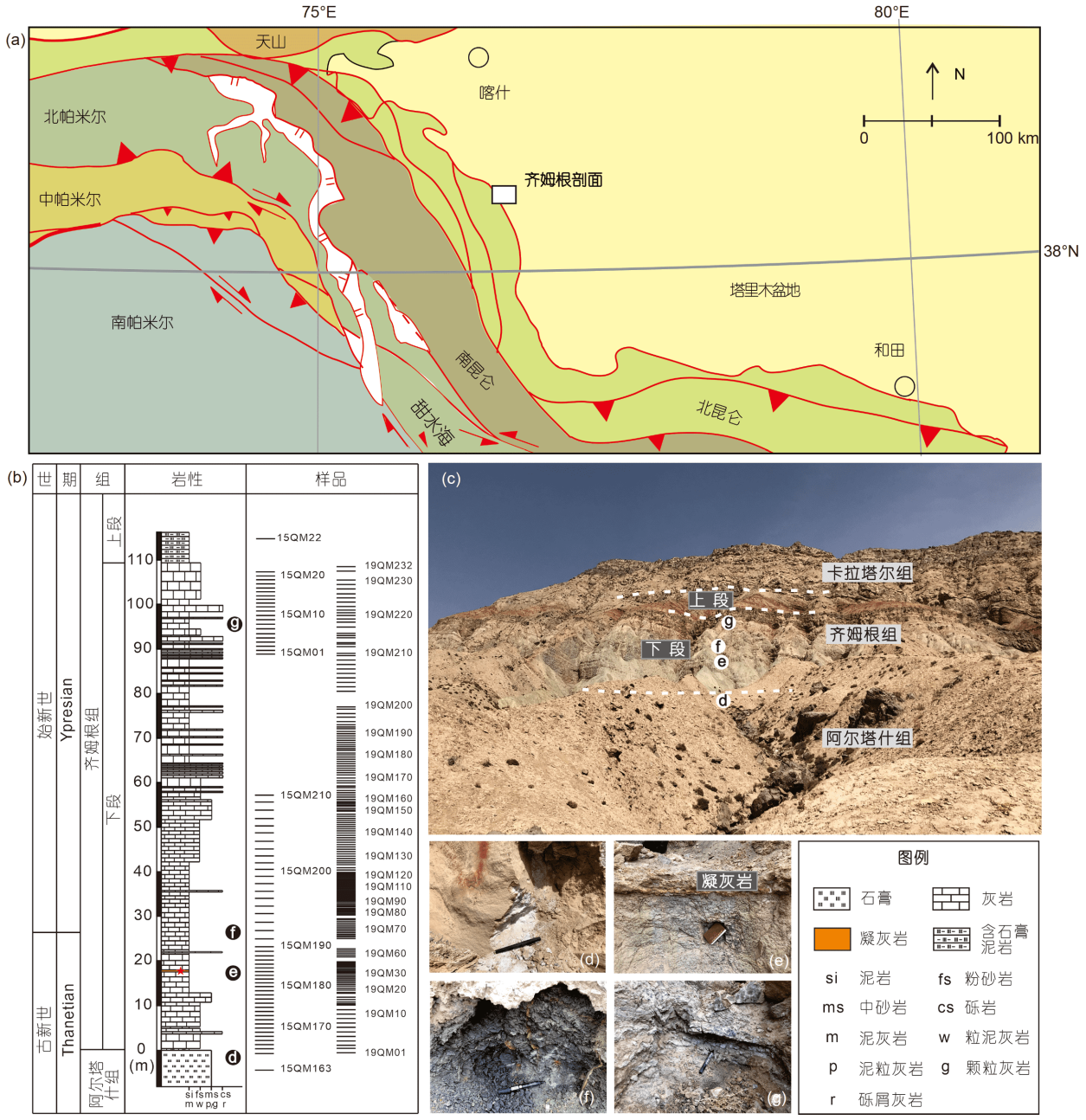


图 1 齐姆根剖面位置、岩性柱和露头野外照片. (a) 塔里木盆地大地构造位置, 显示齐姆根剖面(GPS 38°25′48.9″N, 76°23′15.9″E); (b) 齐姆根剖面岩性柱状图及采样位置; (c) 齐姆根剖面野外地层及其接触关系; (d) 阿尔塔什组厚层石膏、硬石膏; (e) 齐姆根组下段凝灰岩层; (f) 齐姆根组下段灰黑色泥灰岩, 见硫化斑点; (g) 齐姆根组下段灰红色泥灰岩

Figure 1 The location, lithological log and of the outcrop photograph of Qimugen Section. (a) Geological map of Tarim Basin, showing the location of our studied Qimugen Section (GPS 38°25′48.9″N, 76°23′15.9″E); (b) lithological log of Qimugen Section, showing the sampling location; (c) photograph of the outcrops in Qimugen Section, showing the contact relationship of strata; (d) thick gypsum and anhydrite in Aertashi Formation; (e) tuff bed in lower Qimugen Formation; (f) dark gray mudstone with sulfide spots in lower Qimugen Formation; (g) greyish red mudstone in lower Qimugen Formation

人[34]时代标准上. 古近纪浅水底栖有孔虫化石带主要依据Serra-Kiel等人[35]的SBZ分带方案[36].

(Ⅴ) 碳酸盐微相分析. 碳酸盐微相分析主要根据野外沉积特征结合室内显微镜下薄片分析获得岩石的组成、沉积组构来进行沉积环境恢复, 其中陆源碎屑和生物碎屑定量统计利用Image J软件. 碳酸盐岩分类命名主要采用Dunham[37]提出, Embry和Klovan[38]修改后的分类方案, 根据岩石中的生物组合、颗粒成分、

基质类型、沉积组构等进行微相划分和描述. 对于碳酸盐和陆源碎屑的混合沉积, 则参考Mount[39]提出的分类命名方案. 微相和沉积环境解释主要依据Wilson[40]划分的24个标准微相和Flügel[41]关于镶边碳酸盐台地和碳酸盐缓坡的沉积环境模式解释.

(vi) 碳氧同位素分析. 本研究对齐姆根组下段125个样品进行全岩无机碳、氧同位素测试, 在南京大学内生金属矿床成矿机制研究所国家重点实验室完成, 所用仪器为Thermo Fisher公司的Delta Plus XP和Gas Bench. 利用微钻钻取样品粉末并烘干24 h, 钻取时避免方解石脉和生物壳体区域. 将钻取的粉末样品送入GasBench II 自动进样机, 在70°C下与磷酸反应而释放出CO_2, 之后进入Finnigan MAT Delta Plus XP连续流质谱仪测得气体同位素数据. 最终碳氧同位素结果以对VPDB(Vienna Pee Dee Belemnite)的标准δ值表示, $\delta^{13}C$和$\delta^{18}O$的分析精度(1σ)分别为0.05‰和0.07‰(标样).

3 结果

3.1 地层时代

3.1.1 凝灰岩锆石U-Pb年龄

凝灰岩中19颗锆石加权平均年龄为57.91±0.42 Ma (图2), 误差为0.73%. 锆石颗粒的年龄分布集中, 平均标准权重偏差(MSWD)为0.45, 整体协和度为98%. 年龄数据与Zhang等人[19]所测锆石LA-ICP-MS年龄57.58±0.49 Ma在误差范围内一致, 同时与本研究钙质超微NP8化石带(58.7~57.2 Ma[34])吻合.

3.1.2 钙质超微化石带

齐姆根组下段钙质超微化石整体保存较差, 仅少数保存中等, 常见增生和溶解现象. 钙质超微化石带

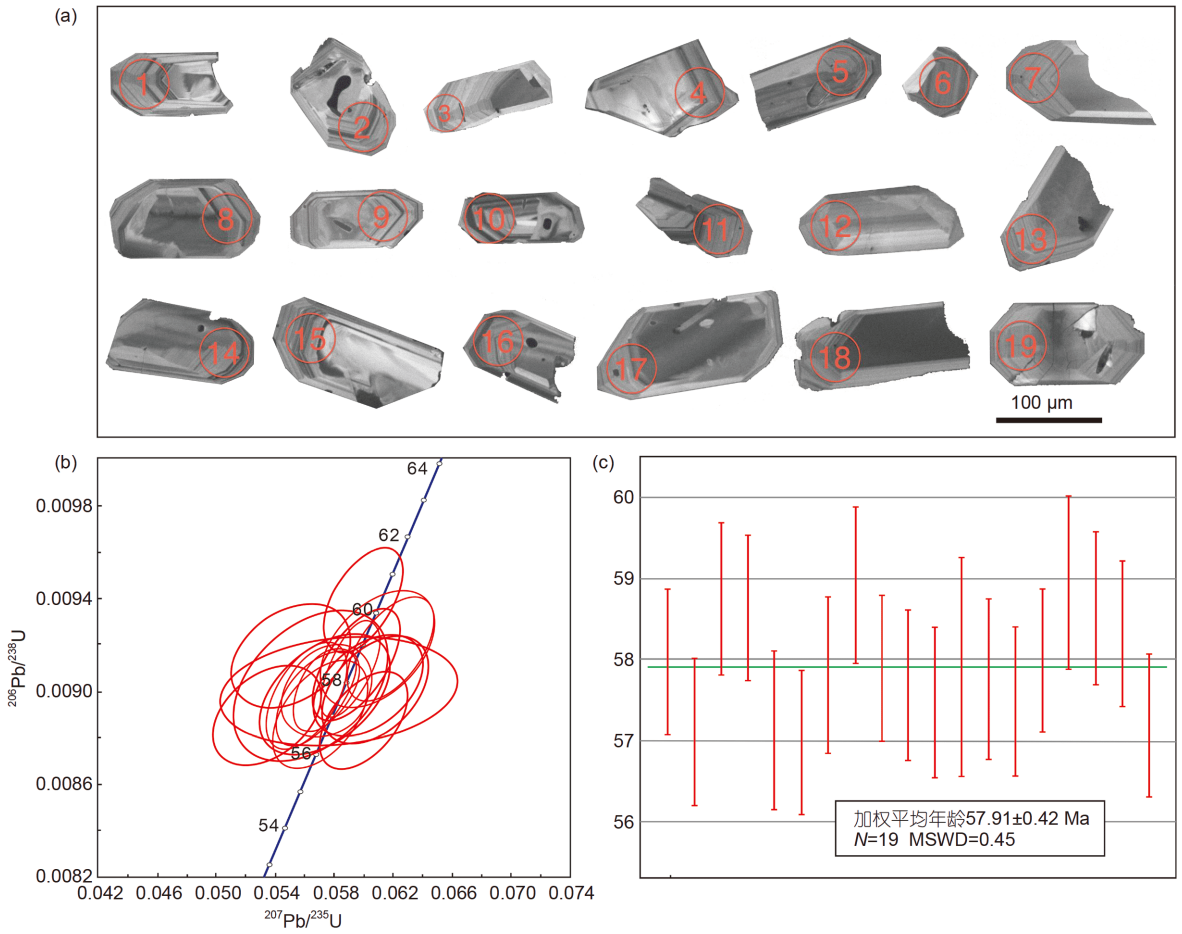


图 2 (网络版彩色)塔西南齐姆根组下段凝灰岩层锆石阴极发光图像(a)、U-Pb年龄谐和图(b)及加权平均年龄图(c)

Figure 2 (Color online) Zircon cathode luminescence (CL) images (a), U-Pb concordia diagram (b) and mean age diagram (c) for the tuff bed in lower Qimugen Formation

(NP)从NP8连续到NP10[34,42]，见图3. 根据钙质超微化石，可以把研究剖面划分为以下阶段: (1) 剖面起点的阿尔塔什组顶部以*Heliolithus kleinpellii*和*Heliolithus riedellii*组合限定时代为Thanetian晚期[34](NP8化石带[42]); (2) NP9a亚带以首次出现*Discoaster multiradiatus*为标志[34]; (3) *Rhomboaster* spp.与*Discoaster araneus*的首次出现，标志着进入NP9b亚带; (4) 向上首次出现*Tribrachiatus bramlettei*标志着进入NP10带，实测剖面的中部*Tribrachiatus orthostylus*的首次出现是剖面最年轻的钙质超微化石(NP10); (5) 剖面上部未发现钙质超微化石. 钙质超微化石图版见图S1.

3.1.3 有孔虫化石带

齐姆根组底栖大有孔虫保存较差，大部分重结晶化，主要包含Lockhartiinae和Daviesininae两个亚科. 剖面浮游有孔虫化石带(PZ)从P4b连续到P7[28]，见图3. 根据有孔虫化石，可以划分成以下几个阶段: (1) 齐姆根组底部根据底栖有孔虫*Lockhartia haimei*, *L. conditi*, *L. retiata*, *Daviesina intermedia*和*D. langhami*的共同出现，将时代限定为晚SBZ3~早SBZ6(相当于P4b~P5a)[36]; (2) 其上出现*Pseudohastigerina* sp.确定已经进入Ypresian (FO-P5b[28]); (3) 再向上*Acarinina nitida* (PZ P4~P7[28,43]), *A. angulosa* (P5b~P8), *Lockhartia haimei*, *L. conditi*的共存指示时代不超过P7，结合上部出现*Daviesina langhami*, *Planorotalites chapmani*, *Acarinina aequa*和*Pseudomenardella elongata*表明时代不超过P6b[29]; (4) 相带向上一直延续, *Acarinina gravelli*, *Lockhartia conditi*以及*Pseudomenardella* sp.的共存指示其时代已经达到P6b及以上，同时结合上方*Globanomalina*

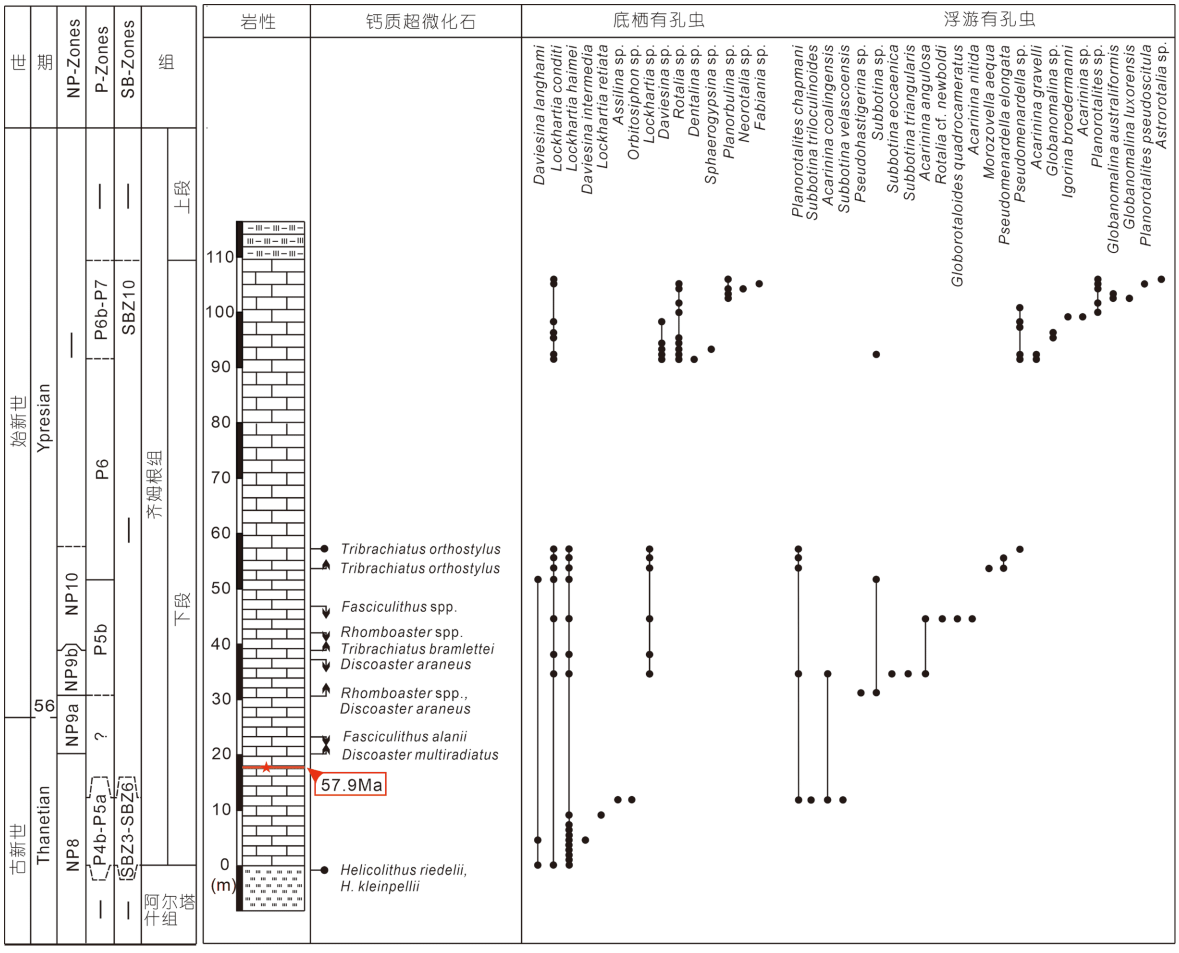


图 3 (网络版彩色)齐姆根剖面岩性柱状图，显示钙质超微化石、底栖有孔虫、浮游有孔虫化石分布. 钙质超微化石带NP-Zones依据Martini[42], 浮游有孔虫化石带P-Zones依据BouDagher-Fadel[29], 底栖有孔虫带SB-Zones依据Serra-Kiel等人[35], 地质年代表参考Gradstein等人[34]

Figure 3 (Color online) Lithological log of Qimugen Section, showing the distribution of calcareous nannofossils, benthic foraminifera and planktonic foraminifera. NP-Zones of calcareous nannofossils from Martini[42], P-Zones of planktonic foraminifera from BouDagher-Fadel[29], SB-Zones of benthic foraminifera from Serra-Kiel et al.[35] and the time scale is based on Gradstein et al.[34]

*australiformis*和*Globanomalina luxorensis*的存在表明年龄不超过P7[29]; (5) *Lockhartia conditi*, *Pseudomenardella* sp.和*Planorbulina* sp.在剖面顶部持续出现, 接近剖面终点出现*Lockhartia conditi*, 表明剖面最年轻时代不超过SBZ10(P7[36]). 有孔虫化石图版见图S2.

综合火山灰年龄、钙质超微化石带以及有孔虫化石带时代, 本研究建立的古近纪地层年龄格架见图3. 阿尔塔什组的上界限定在Thanetian晚期(NP8), 齐姆根组下段为Thanetian晚期到Ypresian早期(NP8~NP10, P4b~P6b/P7).

3.2 碳酸盐微相分析

对比24个标准微相[41]以及参考Zhang等人[19], 将齐姆根组划分为10种微相类型(MF1~MF10, 表1), 为碳酸盐缓坡沉积环境, 进一步可分为内缓坡、中缓坡、外缓坡3个沉积亚相(图4).

3.2.1 内缓坡沉积环境

(ⅰ) MF1: 钙质粉砂岩、泥岩. 该微相主要为紫红色纹层状、薄层状钙质粉砂岩夹薄层石膏或白云岩(图4(a)), 发育于齐姆根组上段. 碎屑以陆源碎屑为主, 约占55%, 其中石英占陆源碎屑总体含量的95%以上, 棱角状-次棱角状, 粒径<0.1 mm, 其次含有少量的长石和岩屑(<5%), 缺乏生物碎屑, 以钙质和铁质胶结为主, 发育水平层理、小型交错层理. 该微相以钙质粉砂岩、泥岩为主, 夹石膏或白云岩层, 缺乏生物碎屑, 发育水平层理, 一般出现在干旱、半干旱的潮上带萨布哈环境, 相当于Flügel[41]碳酸盐缓坡模式中的细纹层状钙质泥岩(RMF22), 对应于Zhang 等人[19]微相划分中的LF5.

(ⅱ) MF2: 石膏岩. 该微相主要由纤维状石膏和细粒状硬石膏组成, 含量>95%, 几乎不含生物碎屑, 分布于阿尔塔什组(图4(b)). 石膏岩一般发育于干旱、半干旱地区的局限环境. MF2缺乏陆源碎屑岩夹层而可能为蒸发量大与海洋有狭窄连通的封闭潟湖环境, 相当于Flügel[41]碳酸盐缓坡模式中的纹层蒸发岩(RMF25), 对应于Zhang等人[19]微相划分中的LF4.

(ⅲ) MF3: 无纹层似球粒生屑泥粒灰岩. 岩石颗粒主要由生物碎屑和似球粒组成, 含量在55%左右, 发育于齐姆根组下部(图4(c)). 生物碎屑以底栖小有孔虫和棘皮类为主, 含有少量的介形虫和苔藓虫; 似球粒为粉砂级大小, 含量在25%左右. 颗粒支撑, 泥晶方解石基质约占30%, 亮晶方解石胶结物约占15%. 微相中生物组合单一, 指示其形成环境较为局限, 而似球粒一般见于潟湖环境中, 亮晶方解石胶结物和泥晶方解石基质共存, 指示水动力作用较强, 推测该微相为内缓坡潟湖环境, 靠近滩相, 相当于Flügel[41]镶边碳酸盐台地模式中的似球粒颗粒岩(SMF16).

(ⅳ) MF4: 底栖小有孔虫泥粒灰岩. 岩石颗粒主要由生物碎屑、似球粒和少量的陆源碎屑组成, 含量在50%左右, 主要分布在齐姆根组下段(图4(d)). 生物碎屑主要为粟孔虫、串珠虫, 其次见棘皮类、苔藓虫和双壳类, 含量在30%~35%. 填隙物以泥晶方解石基质为主, 局部见亮晶胶结物. 微相生物单一且以粟孔虫、串珠虫为主, 多见于局限潟湖环境, 相当于Flügel[41]镶边碳酸盐台地模式中SMF18-FOR, 对应于Zhang等人[19]微相划分中的LF9.

(ⅴ) MF5: 砂屑颗粒灰岩. 岩石颗粒主要由生物碎屑、砂屑和似球粒组成, 含量约占60%, 主要分布在齐姆根组的下部(图4(e)). 生物碎屑主要为底栖小有孔虫、棘皮类、介形虫、苔藓虫以及少量浮游有孔虫. 棘皮等生物碎屑常发育泥晶边结构, 形成包粒. 亮晶方解石胶结, 局部含泥晶基质. 亮晶胶结物代表良好的水体循环, 指示了强烈的水体搅动, 包壳可能是在极浅水环境下由于钻孔微生物泥晶化作用形成, 推测为浅滩环境, 相当于Flügel[41]镶边碳酸盐台地模式中SMF11.

3.2.2 中缓坡沉积环境

(ⅰ) MF6: (砂质)生屑粒泥灰岩. 岩石颗粒主要由生物碎屑和陆源碎屑组成, 总含量在35%~55%之间(图4(f)), 分布在齐姆根组下段的下部和上部. 生物碎屑主要为浮游有孔虫和双壳(牡蛎), 其次为棘皮类、介形虫以及少量底栖小有孔虫, 含量为10%~20%. 陆源碎屑以粉砂级石英为主, 浮动范围较大, 分为两种岩相, 前者含量在15%~40%, 分布在剖面下部; 后者含量小于5%, 分布在剖面上部. 基质为泥晶方解石.

浮游有孔虫生活在远洋水域的上层, 海百合和海胆等棘皮动物生活在水循环良好的开阔海域[44], 牡蛎以及海百合指示硬底环境, 均匀泥晶方解石基质以及富含生物碎屑代表水深在正常浪基面以下而水深相对不深, 下部出现间断性输入陆源碎屑说明离陆不远, 受河流三角洲的影响, 综合前后地层微相组合变化, 该微相可能为中缓坡环境, 对应于Zhang等人[19]微相划分中的LF16.

(ⅱ) MF7: (含砂质)龙介虫粒泥灰岩. 岩石颗粒主要由生物碎屑组成, 分布在齐姆根组下段的中上部(图4(g)). 生物碎屑主要以龙介虫为主, 同时含有浮游有孔虫、介形虫、棘皮动物、双壳类和腹足类等, 含

表 1　齐姆根剖面识别出的10种碳酸盐微相类型描述及其沉积环境解释[a)]

Table 1　Description and environmental interpretation of the 10 identified microfacies in Qimugen Section

微相				碳酸盐颗粒(%)			非碳酸盐颗粒(%)		填隙物(%)		沉积环境	沉积构造	Flügel标准微相[41]	相对海平面
				生物碎屑	似球粒	内碎屑	陆源碎屑(粒径: mm)	其他颗粒	基质	胶结物				
碳酸盐缓坡	内缓坡	MF1	钙质粉砂岩-泥岩	极少	—	—	55(0.03)	—	45	—	潮上带	水平层理、小型斜层理	RMF22	~NHT
		MF2	石膏岩	—	—	—	—	100	—	—	潟湖	鸡笼状构造	SMF25	NHT~NLT
		MF3	无纹层似球粒生屑泥粒灰岩	30	25	—	—	—	30	15	潟湖		SMF16-NON	NHT~NLT
		MF4	底栖小有孔虫泥粒灰岩	37	5	—	3(0.08)	—	50	5	潟湖		SMF18-FOR	NLT~FWWB
		MF5	砂屑颗粒灰岩	30	15	10	—	—	15	30	浅滩		SMF11	NHT~NLT
	中缓坡	MF6	(砂质)生屑粒泥灰岩	20	—	3	3~40 (0.05~0.09)	—	37~74	—	开阔海	生物扰动		接近FWWB
		MF7	(含砂质)龙介虫粒泥灰岩	15	—	—	5~20 (0.03)	—	78	—	开阔海	生物扰动		FWWB~SWB
		MF8	龙介虫泥粒灰岩	52	—	—	3(0.05)	—	45	—	颗粒滩	粒序层理	RMF27	接近SWB
	外缓坡	MF9	(砂质)泥灰岩	5	—	—	0~40 (0.02~0.14)	—	55~95	—	外缓坡	侵蚀构造、水平层理	RMF2	SWB~
	介壳层	MF10	双壳砾屑灰岩	55	—	—	2~20 (0.05~0.13)	3	22~40	—	外缓坡	生物钻孔、侵蚀构造	SMF12-S	不限

a) 粒径为5个颗粒平均粒径, “—”表示薄片下未观察到. SMF: 镶边碳酸盐台地标准微相; RMF: 碳酸盐缓坡微相; NHT: 正常高潮面; NLT: 正常低潮面; FWWB: 正常浪基面; SWB: 风暴浪基面

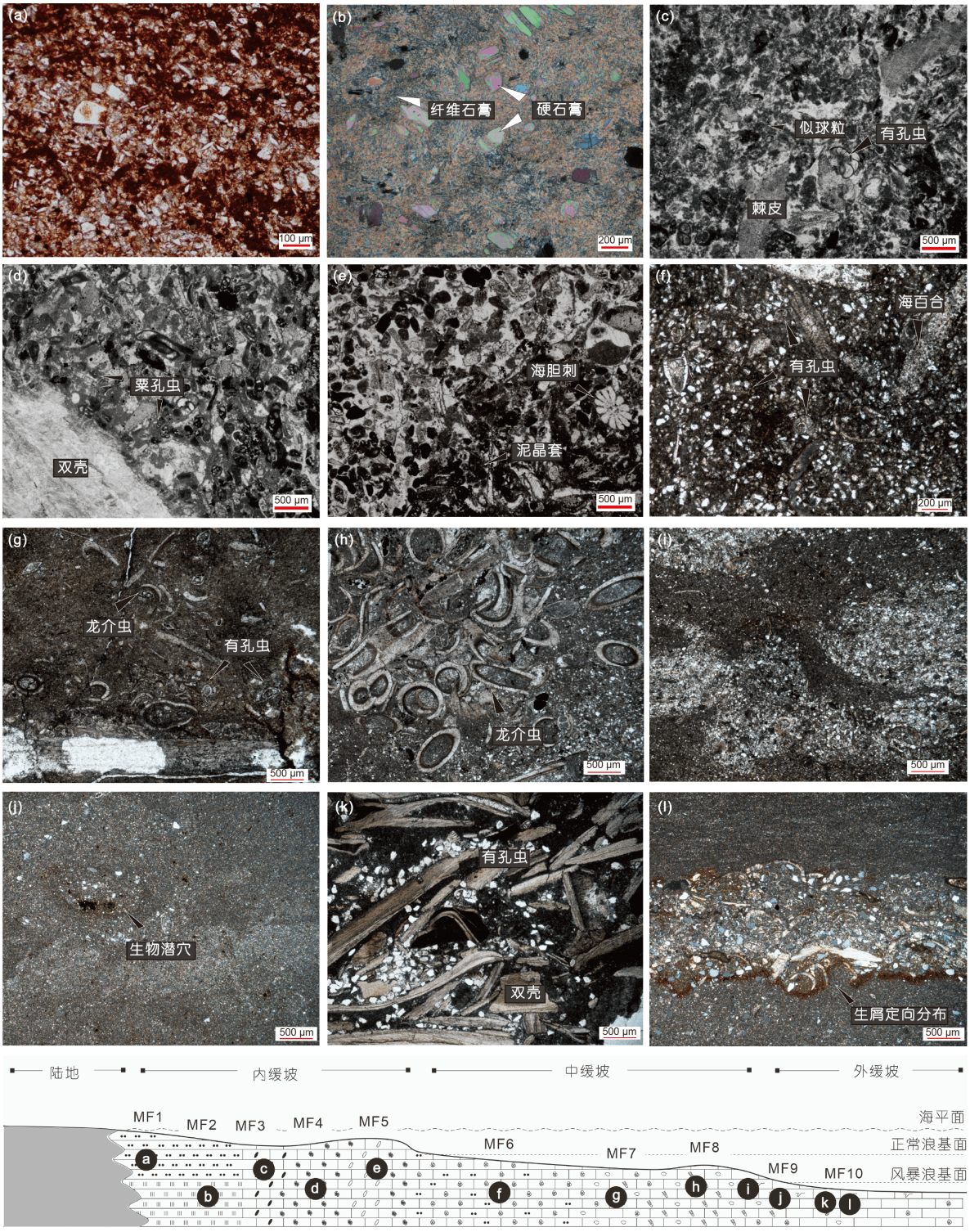


图 4 塔西南齐姆根剖面典型微相显微照片及沉积模式图. (a) 钙质粉砂岩(MF1); (b) 含有硬石膏(箭头)的石膏岩(MF2); (c) 似球粒生屑泥粒灰岩(MF3); (d) 粟孔虫泥粒灰岩(MF4); (e) 砂屑颗粒灰岩(MF5); (f) 砂质生屑粒泥灰岩(MF6); (g) 含砂质龙介虫粒泥灰岩(MF7); (h) 龙介虫泥粒灰岩(MF8); (i) 生物扰动泥灰岩(MF9); (j) 泥灰岩, 见生物扰动构造(MF9); (k) 双壳砾屑灰岩(MF10); (l) 生物介壳层, 见定向性(MF10)

Figure 4 Microphotographs of representative microfacies and sedimentary model of Qimugen Section, southwest (SW) Tarim Basin. (a) Calcareous siltstone (MF1); (b) gypsum with anhydrite grain (arrows) (MF2); (c) peloidal bioclast packstone (MF3); (d) miliolid packstone (MF4); (e) cortoid grainstone (MF5); (f) sandy bioclast wackestone (MF6); (g) sand-bearing wackestone with serpulids (MF7); (h) packstone with abundant serpulids (MF8); (i) burrowed mudstone (MF9); (j) mudstone with bioturbation structure (MF9); (k) bivalves rudstone (MF10); (l) bioclasts bed with orientation (MF10)

量为10%~20%. 陆源粉砂质石英颗粒, 含量3%~20%. 基质为泥晶方解石. 与MF6相比, 龙介虫含量增加.

龙介虫一般指示水体环境相对较浅的局限潟湖环境[41], 海百合和海胆刺等则代表水深较浅但水循环较好的开阔海域[44], 填隙物为均一的泥晶方解石证明颗粒碎屑异地搬运至水动力较弱的环境. 在该微相中, 泥晶方解石基质填隙、龙介虫含量增加以及其他生物碎屑以介形虫、海百合、腹足类和底栖小有孔虫等内栖生物组合为主, 表明该微相为介于正常浪基面和风暴浪基面之间的中缓坡环境.

(ⅲ) MF8: 龙介虫泥粒灰岩. 岩石颗粒主要由生物碎屑和陆源碎屑组成(图4(h)), 分布在齐姆根组中部. 生物碎屑颗粒分选差, 主要为龙介虫、介形虫, 其次见浮游有孔虫、棘皮类、双壳类、少量腹足类, 含量在50%~60%. 颗粒间为泥晶方解石基质.

现代龙介虫主要生活在水深<30 m的局限海岸环境[45]. 该微相中同时出现较完整龙介虫虫管, 但填隙物为泥晶方解石基质, 这意味着龙介虫经过异地搬运, 被运至水动力相对较弱的环境, 保存较完整的虫管代表搬运距离不远, 同时出现由陆源和生物碎屑填充的生物潜穴表明底质为硬底环境, 而其常见于碳酸盐中缓坡环境[41], 推测MF8为由龙介虫、介形虫等底栖生物为主体组成的近礁环境, 成为MF6、MF7、MF9中底栖生物的物理来源, 相当于Flügel[41]碳酸盐缓坡模式中RMF27.

3.2.3 外缓坡沉积环境

(ⅰ) MF9: (砂质)泥灰岩. 该微相主要由泥晶方解石和含量变化较大的粉砂级陆源碎屑(0~35%)组成, 少量底栖小有孔虫、浮游有孔虫、棘皮类、介形虫以及龙介虫(<10%), 生物扰动构造丰富且强度较高(图4(i), (j)), 水平纹层发育, 为齐姆根组下段的主要微相类型, 分布在剖面中部和上部.

泥晶方解石基质反映水动力条件弱. 水平纹层的出现常见于半深海等较深水的环境, 而导致生物壳体破裂的高强度生物扰动构造更常见于碳酸盐外缓坡环境而与中缓坡环境有所区分[41]. 陆源碎屑颗粒更细以及生物含量更低指示MF9为中缓坡向外缓坡过渡沉积环境, 近风暴浪基面[41]. 相当于Flügel[41]碳酸盐缓坡模式中RMF2, 对应于Zhang等人[19]微相划分中的LF17.

(ⅱ) MF10: 双壳砾屑灰岩. 岩石主要由双壳类等生物碎屑和陆源碎屑组成(图4(k)), 分布于齐姆根组下-中部. 双壳分选差, 一般>2 mm, 局部具定向性(图4(l)), 含量为55%~65%. 陆源碎屑以细-粉砂级石英为主, 含量为5%~30%, 分选差, 棱角-次棱角状, 常见风暴作用的侵蚀界面. 基质为泥晶方解石.

MF10常作为MF9泥灰岩的夹层出现, 而MF9为外缓坡沉积, 因此推测MF10为风暴浪基面附近的外缓坡沉积环境, 代表风暴沉积. 相当于Flügel[41]镶边碳酸盐台地模式中SMF12-S, 对应于Zhang等人[19]微相划分中的LF15.

3.2.4 齐姆根组沉积环境演化

基于碳酸盐微相分析, 本研究恢复了齐姆根组沉积环境演化及古水深变化. 整体上, 齐姆根组下段为碳酸盐缓坡沉积, 识别出明显的海平面先变深再变浅的演化趋势(图5).

从齐姆根组下段底部内缓坡潟湖环境下的石膏岩(MF2)逐渐变为无纹层似球粒生屑泥粒灰岩(MF3)、底栖小有孔虫泥粒灰岩(MF4), 中间出现砂屑颗粒灰岩(MF5)推测为生屑浅滩, 向上水深加深至出现代表中缓坡环境的砂质生屑粒泥灰岩(MF6), 之后继续至齐姆根组下段下部外缓坡沉积环境泥灰岩(MF9). 相应的古水深从正常高潮面与正常低潮面之间, 逐渐加深至接近风暴浪基面. 外缓坡沉积环境一直持续至齐姆根组下段上部, 其中穿插中缓坡沉积的含砂质龙介虫粒泥灰岩(MF7)和龙介虫泥粒灰岩(MF8), 后者更接近中缓坡的生屑礁, 向上至齐姆根组下段顶部逐渐以中缓坡生屑粒泥灰岩(MF6)沉积为主, 再向上突变为齐姆根组上段的钙质粉砂岩、泥岩(MF1). 相应的古水深从风暴浪基面附近下降至正常浪基面与风暴浪基面之间, 之后升高至正常高潮面之上.

3.3 碳同位素地层学

齐姆根组下段全岩无机碳同位素曲线如图5所示. 整体上, 齐姆根组下段$\delta^{13}C$值处于3.5‰~−1.7‰之间, 记录了3次幅度不同的碳同位素负偏移(CIE)事件.

第一次CIE事件持续13.1 m, 启动发生在剖面7.2 m处, 对应于超微化石NP8~NP9a带以及浮游有孔虫P4b~P5a带. 碳同位素从3.2‰逐渐负偏到最低值0.6‰, 之后突然恢复到2.3‰, 负偏移幅度为−2.6‰(图5), 负偏最低值对应于超微化石带NP8与NP9a界线, 凝灰岩锆石U-Pb年龄为57.91±0.42 Ma.

第二次CIE事件持续31 m, 启动发生在剖面26.6 m处, 对应于钙质超微化石NP9a带, 浮游有孔虫P5b带. 碳同位素从2.6‰逐步负偏移至最低值−1.7‰, 之后碳同位素逐步正偏移至稳定阶段0.3‰, 该稳定阶段向上

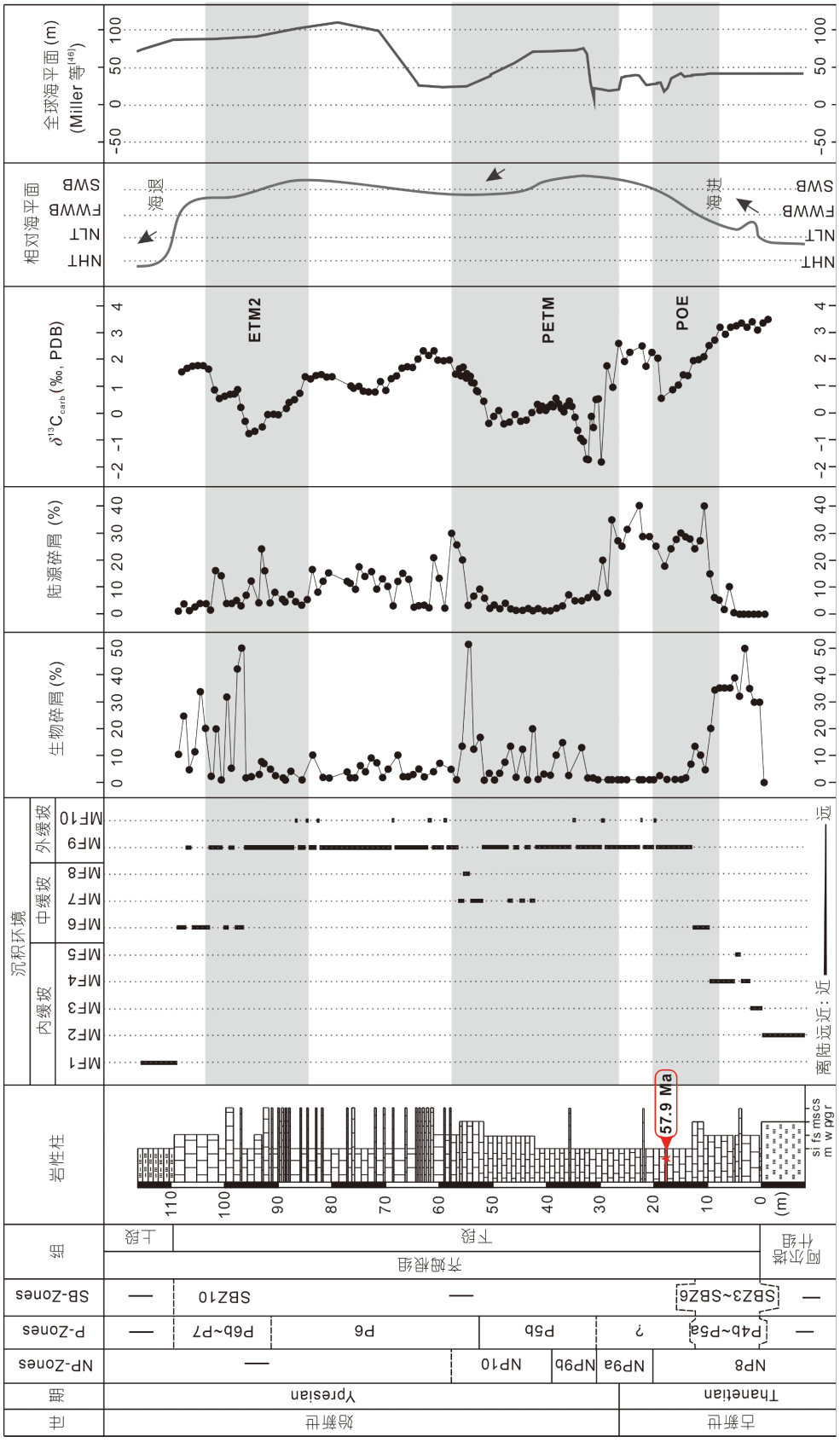


图 5 (网络版彩色)塔西南齐姆根剖面岩性柱, 显示地层时代、生物碎屑含量、陆源碎屑含量、全岩无机碳同位素、相对海平面以及全球海平面变化, 全球海平面参考Miller等人[46]

Figure 5 (Color online) Lithological log of Qimugen Section, SW Tarim Basin, showing the stratigraphic age, the distribution of bioclasts and terrigenous clasts, bulk rock carbon isotopes, relative sea level change and global sea level change, sea level change from Miller et al. [46]

持续约15 m, 随后碳同位素再次逐渐正偏移至2.0‰. 碳同位素负偏移幅度为−4.3‰(图5), 事件结束段对应钙质超微化石NP10带, 浮游有孔虫P6带.

第3次CIE事件持续19.3 m, 启动发生在剖面84.4 m处, 事件期缺乏钙质超微化石, 对应于浮游有孔虫P6b~P7带. 碳同位素从1.4‰逐步负偏至最低值−0.8‰, 随后两阶段式恢复至1.7‰. 负偏移幅度为−2.2‰(图5).

4 讨论

4.1 成岩作用对齐姆根剖面碳氧同位素的影响

齐姆根组主要以粒泥灰岩、泥灰岩为主, 基质主要为泥晶方解石, 亮晶方解石胶结物仅零星出现. 此外, 齐姆根组下段下部为碳酸盐内缓坡环境, 与中、上部相比, 更易受大气淡水及区域陆源碎屑影响, 故其碳同位素值相对于中、上部来说应该偏低, 但是实际上碳同位素值在齐姆根组下段下部一直处于稳定值3‰, 因此岩石样品总体受大气淡水及陆源碎屑影响较小.

当大气淡水与海水混合后, 碳氧同位素具有一定的协变性[47,48], 因此可利用碳氧同位素的相关性判断成岩作用的程度. 从δ^{18}O与δ^{13}C相关性散点图上可以看出, 碳、氧同位素组成分布较为离散, δ^{18}O值与δ^{13}C值不存在明显的线性关系, 碳氧同位素的相关系数R^2=0.107(图S3). 由以上分析可知, 本研究测试的碳酸盐岩样品碳同位素组成没有或很少受到成岩作用的影响, 基本上反映了原始海水的信息.

4.2 塔西南古近纪3次CIE事件的对比

在限定齐姆根组下段的年代框架基础上, 同时结合野外观察确定无明显的沉积间断, 因此可将齐姆根组段碳同位素记录与全球典型浅海Self-Trail等人[49]和深海Littler等人[3]碳同位素序列进行对比(图6). 本研究将齐姆根剖面上δ^{13}C记录的3次CIE负偏移事件分别对应于POE(Pre-Onset Excursion)、PETM和ETM2事件(图6).

第一次CIE事件(POE)如图5, 对应于钙质超微化石带NP8~NP9a, 处于有孔虫化石P5带, 与Bowen等人[10]发现的PETM事件前的短暂负偏移(POE)对应[49,51], 该事件期间凝灰岩锆石U-Pb年龄为57.91±0.42 Ma, 见图6. 齐姆根剖面POE表现为碳同位素逐渐负偏移和快速恢复, 整体负偏移幅度为−2.6%, 与其他浅海环境下的POE负偏移程度~2.5‰[49]相当, 低于陆相环境~4‰[10]. POE事件指示在PETM事件启动前阶段存在轻碳短暂快速释放到大气海洋系统[10].

第二次CIE事件(PETM)如图5, 对应于钙质超微化石带NP9a~NP10, 浮游有孔虫带P5b~P6, 与前人对PETM事件的时代限定结果一致[14,15,49]. 在3次CIE事件中PETM负偏移幅度最大, 在约10 m内负偏移幅度达到−4.3‰, 之后呈现为两阶段式的恢复. 与全球典型浅海相Zamagni等人[52]、深海相Bains[53]和陆相环境下Chen等人[12]PETM事件相比(图S4)可发现, 在负偏移程度上, 塔里木海中-外缓坡沉积环境下的PETM碳负偏移幅度为−4.3‰, 稍高于典型浅海地区如特提斯西缘亚德里亚海1‰~3‰[52]以及北美大陆架2.8‰~3.5‰[54]. 由于PETM之前碳同位素初始值与藏南[11]、亚德里亚海[52]和大洋钻探ODP 690[53]PETM之前碳同位素初始值(~2‰)相似, 可以排除由广海连通性不佳而显示的区域碳同位素信息, 塔西南PETM期间CIE幅度稍高可能是受区域性的陆源碎屑物质影响[48].

第三次CIE事件(ETM2)如图5, 结束时代被有孔虫化石限定在P6b/P7, 根据与深海记录浮游有孔虫化石带对比确定该事件为ETM2(~53.7 Ma[4]), 但是由于事件层缺乏钙质超微化石, 对事件的确定还需要进一步精细的生物地层的约束和深入探讨. 事件整体负偏移幅度为−2.2%, 其负偏移程度与全球其他剖面类似, 约为PETM事件规模的一半[55,56]; 从碳释放形式上看, ETM2的启动和恢复呈现阶段式, 也与PETM事件具有相似性, 指示浅海环境下碳释放的阶段性. 与全球对比来看, ETM2事件的负偏移幅度与其他浅海记录的负偏移程度2‰~3‰[57]相当, 稍高于深海记录的1‰~2‰[2,58,59].

4.3 塔西南古近纪3次CIE事件的沉积环境响应

齐姆根组下段碳酸盐岩δ^{13}C记录的3次CIE事件与沉积环境的变化关系见表2, 现分述如下.

POE事件环境效应包括: (1) POE事件之前为浅水碳酸盐内缓坡环境, 以似球粒、包壳生屑和底栖有孔虫组合为特征(MF3~MF5), 古水深约5 m[19], 在正常浪基面之上. POE期间, 水深突然变深, 由内缓坡沉积MF4突变为中-外缓坡MF6/MF9的环境, 古水深加深至风暴浪基面附近, 大于50 m[19], 负偏与海侵一致. (2) 伴随着古水深突然上升, 粉砂级以上陆源碎屑含量迅速从小于10%增加至40%, 代表陆源输入增强, 而事件期间海侵说明其影响因素非海平面变化[41], 故指示水循环的加强. (3) 生物碎屑含量相比事件前明显降低, 从35%降低至2%(图5). 推测其原因一方面是由于水体深度和

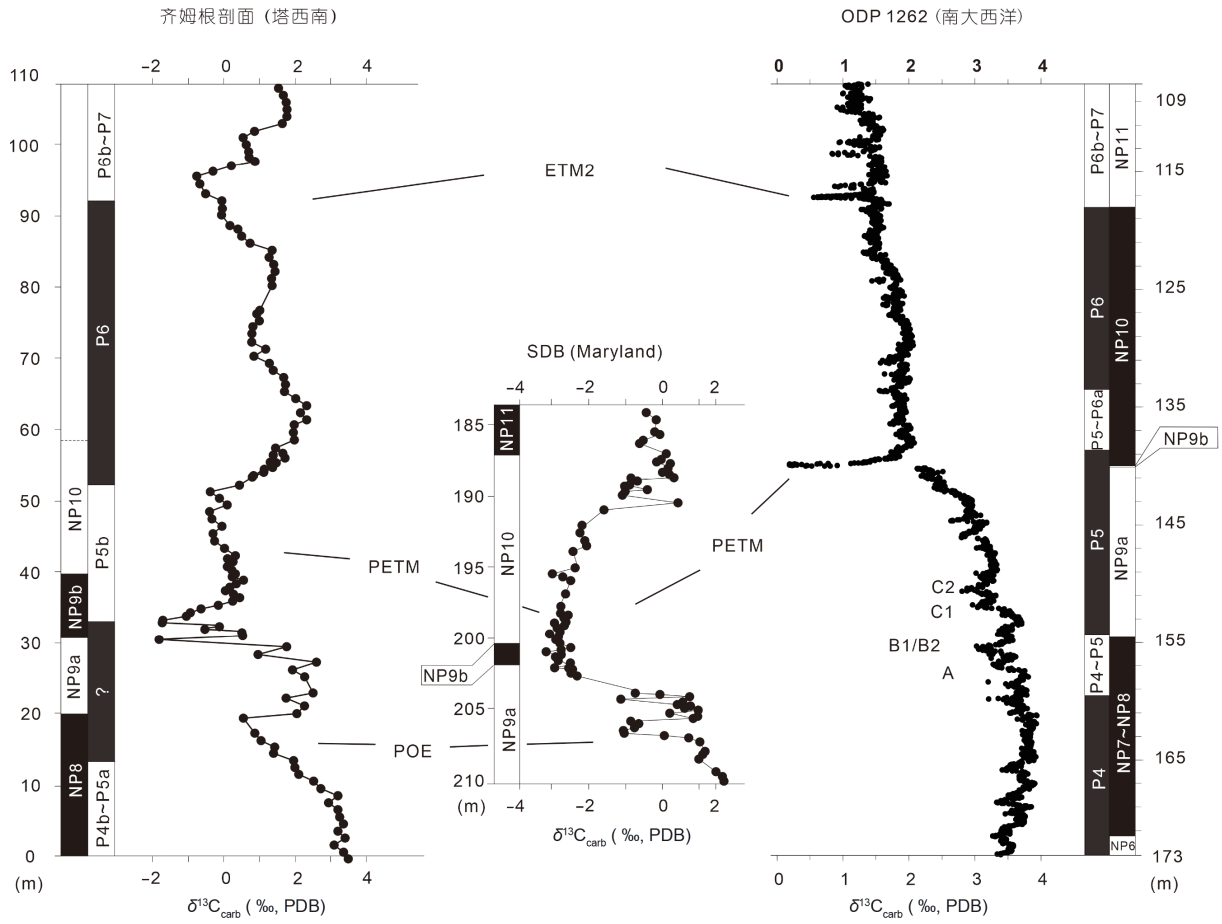


图 6 塔西南齐姆根剖面早古近纪3次CIE事件全岩碳同位素曲线与Maryland SDB岩芯[49]和南大西洋ODP 1262[3]全岩碳同位素曲线对比图. ODP 1262钙质超微化石带NP-Zones参考Agnini等人[50]

Figure 6 Chemostratigraphic correlation of three early Paleogene CIE events based on bulk carbon isotopes from the Qimugen Section, SW Tarim Basin, SDB core[49] in Maryland and ODP 1262[3] in South Atlantic. NP-Zones of calcareous nannofossils of ODP 1262 from Agnini et al.[50]

表 2 塔西南齐姆根剖面古近纪3次CIE事件及其沉积环境变化

Table 2 Sedimentary environment changes of three CIE events in the Qimugen Section, SW Tarim Basin

CIE事件		微相	沉积环境变化	古水深变化	环境效应
ETM2	恢复	MF6	外缓坡-中缓坡-内缓坡	事件后海退, 水深从接近风暴浪基面到正常高潮面	风暴作用增强
	主体	MF9			
	启动	MF9			
PETM	恢复	MF7/MF8/MF9	外缓坡-中缓坡	启动段海侵, 恢复段海退, 水深接近风暴浪基面	风暴作用增强 海洋缺氧、酸化
	主体	MF9			
	启动	MF9/MF10			
POE	恢复	MF9/MF10	内缓坡-中缓坡-外缓坡	持续海侵, 水深从正常浪基面之上到风暴浪基面之下	风暴作用增强水循环增强
	主体	MF6/MF9			
	启动	MF4			

沉积环境快速变化带来的生物含量的垂向和纵向变化, 另一方面是陆源输入对于水体营养环境的破坏作用加强[60]. (4) 底栖有孔虫形态变小, 从POE之前最大可达0.6 mm(粟孔虫, 图4(d))降低到事件期间以0.15 mm为主的*Lockhartia* sp., 相应的含量从约20%降低至小于1%, 而同时浮游有孔虫开始出现(MF6, 图3), 指示该事

件伴随底栖有孔虫浅水台地生态的破坏，沉积环境开始向加深水体的中外缓坡演化.

PETM事件期间环境效应包括：(1) 从碳酸盐微相和古水深上来看，PETM期间以砂质泥灰岩(MF9)、砂质龙介虫粒泥灰岩(MF7)、龙介虫泥粒灰岩(MF8)沉积组合为特征，代表外缓坡至中缓坡环境，事件启动段和主体段没有出现明显的沉积微相变化，而在恢复段出现MF7/MF8的相带变化，代表一次小规模的海退，与前人在塔西南的观察结果相符[15]. (2) 粉砂级以上陆源碎屑含量在事件期间从35%逐渐减少到5%，而事件段泥晶基质较污浊示意黏土矿物增多，整体砂泥比降低指示海平面升高导致沉积区离陆距离变远. (3) PETM事件启动段，几乎不含生物碎屑(约1%)且事件段富含黏土矿物，可能为PETM事件启动阶段由于大量CO_2释放至海洋中造成了水体酸化[61]或水循环增强导致泥质增多；在PETM事件恢复阶段，生物碎屑含量开始恢复到约10%. (4) 钙质超微化石组合更多出现以*Discoaster*、*Fasciculithus*、*Rhomboaster*等为代表的K-Mode暖水贫营养种属(图S1)，反映了事件期间海水温度增加而导致超微生物种属发生适应性更替[14]. (5) PETM事件期间岩石岩性颜色偏灰黑色，同时出现硫化白色斑点(图1(f))，可能指示PETM期间水体缺氧.

ETM2事件与PETM事件类似，环境效应包括：(1) 事件期间碳酸盐微相以(砂质)生屑粒泥灰岩(MF6)、砂质泥灰岩(MF9)和双壳砾屑灰岩(MF10)沉积为特征，古水深在SWB附近波动，在ETM2事件之后沉积微相逐渐转为中缓坡环境(砂质)生屑粒泥灰岩(MF6)，直至潮缘钙质粉砂岩/泥岩(MF1)，指示一次明显的海退(图5). (2) ETM2事件期间陆源碎屑含量未呈现明显变化趋势，表现为偶然性波动；在事件之后陆源碎屑含量从10%降低到0，代表着ETM2事件之后陆源输入减弱. (3) 在ETM2事件启动及持续阶段生物碎屑含量约3%，而在恢复阶段增加至约20%，指示事件后期海洋失衡生态环境的恢复.

3次CIE事件处于全球温度不断升高的晚古新世(−58 Ma)到早始新世大暖期(EECO)期间，对应塔里木海的一次完整海侵海退过程，即郝诒纯和曾学鲁[21]提出的塔里木海第3次海平面变化，而与全球海平面变化的趋势一致，海侵开始于POE起始段，一直持续至ETM2，随后出现海退. 自POE恢复阶段出现礁源内碎屑以及介壳层(MF10)，指示海洋风暴作用开始加强[62]，加强的风暴作用表现为介壳层出现的频率增加，以及生物掘穴内出现间断性增加的细碎屑填充[41]，一直持续到ETM2事件. 总体来看，气候对于环境的影响自PETM之前已经开始，伴随风暴作用的加强，以POE事件为代表，贯穿3次CIE事件. 相比于ETM2事件以及POE事件，除了加强的风暴作用外，PETM事件期间可能发生海洋缺氧和酸化以及钙质超微种属的更替.

5 结论

本研究系统研究了塔西南齐姆根剖面阿尔塔什组顶部至齐姆根组下段. 高分辨率的碳酸盐微相分析指示了塔西南早古近纪时期沉积环境从碳酸盐内缓坡逐渐变为中外缓坡，最终又变为内缓坡的演化过程，呈现了一次完整的海侵海退旋回. 凝灰岩锆石U-Pb年代学、钙质超微和有孔虫生物地层学限定齐姆根组下段为晚古新世-早始新世，而碳同位素地层学确定了齐姆根组下段存在POE、PETM和ETM2的3次CIE事件. POE起始段开始出现海侵，伴随着风暴作用加强，之后一直持续至ETM2结束，随后出现大规模海退. 相比于ETM2事件以及POE事件，PETM事件可能存在海洋缺氧、酸化以及钙质超微种属的更替现象.

参考文献

1 Hu X M, Li J, Han Z, et al. Two types of hyperthermal events in the Mesozoic-Cenozoic: Environmental impacts, biotic effects, and driving mechanisms. Sci China Earth Sci, 2020, doi: 10.1007/s11430-019-9604-4

2 Zachos J. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 2001, 292: 686–693

3 Littler K, Röhl U, Westerhold T, et al. A high-resolution benthic stable-isotope record for the South Atlantic: Implications for orbital-scale changes in Late Paleocene-Early Eocene climate and carbon cycling. Earth Planet Sci Lett, 2014, 401: 18–30

4 Zachos J C, McCarren H, Murphy B, et al. Tempo and scale of late Paleocene and early Eocene carbon isotope cycles: Implications for the origin of hyperthermals. Earth Planet Sci Lett, 2010, 299: 242–249

5 Zeebe R E, Lourens L J. Solar system chaos and the Paleocene-Eocene boundary age constrained by geology and astronomy. Science, 2019, 365: 926–929

6 Wing S L. Transient floral change and rapid global warming at the Paleocene-Eocene boundary. Science, 2005, 330: 993–996

7 Weijers J W H, Schouten S, Sluijs A, et al. Warm arctic continents during the Palaeocene-Eocene thermal maximum. Earth Planet Sci Lett, 2007,

261: 230–238
8 Kennett J P, Stott L D. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. Nature, 1991, 353: 225–229
9 Koch P L, Zachos J C, Gingerich P D. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. Nature, 1992, 358: 319–322
10 Bowen G J, Maibauer B J, Kraus M J, et al. Two massive, rapid releases of carbon during the onset of the Palaeocene-Eocene thermal maximum. Nat Geosci, 2015, 8: 44–47
11 Li J, Hu X, Garzanti E, et al. Shallow-water carbonate responses to the Paleocene-Eocene thermal maximum in the Tethyan Himalaya (southern Tibet): Tectonic and climatic implications. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2017, 466: 153–165
12 Chen Z, Wang X, Hu J, et al. Structure of the carbon isotope excursion in a high-resolution lacustrine Paleocene-Eocene Thermal Maximum record from central China. Earth Planet Sci Lett, 2014, 408: 331–340
13 Foreman B Z, Heller P L, Clementz M T. Fluvial response to abrupt global warming at the Palaeocene/Eocene boundary. Nature, 2012, 491: 92–95
14 Cao W, Xi D, Melinte-Dobrinescu M C, et al. Calcareous nannofossil changes linked to climate deterioration during the Paleocene-Eocene thermal maximum in Tarim Basin, NW China. Geosci Front, 2018, 9: 1465–1478
15 Jiang T, Wan X, Aitchison J C, et al. Foraminiferal response to the PETM recorded in the SW Tarim Basin, central Asia. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2018, 516: 217–225
16 Jia C Z, Sun D L, Zhou X Y. Paleozoic Plate Tectonic and Continental Dynamics of Tarim (in Chinese). Beijing: Petroleum Industry Press, 2004 [贾承造, 孙德龙, 周新源. 塔里木盆地板块构造与大陆动力学. 北京: 石油工业出版社, 2004]
17 Tang T F, Yang H R, Lan X, et al. Late Cretaceous-Early Tertiary Marine Strata and Petroleum Geology from the Western Tarim Basin (in Chinese). Beijing: Science Press, 1989 [唐天福, 杨恒仁, 蓝琇, 等. 新疆塔里木盆地西部白垩纪至早第三纪海相地层及含油性. 北京: 科学出版社, 1989]
18 Bosboom R E, Dupont-Nivet G, Houben A J P, et al. Late Eocene sea retreat from the Tarim Basin (west China) and concomitant Asian paleoenvironmental change. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2011, 299: 385–398
19 Zhang S, Hu X, Han Z, et al. Climatic and tectonic controls on Cretaceous-Palaeogene sea-level changes recorded in the Tarim epicontinental sea. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2018, 501: 92–110
20 Compiling Group For Xinjiang Chart. Regional Stratigraphic Chart of Northwestern China, Branch of Xinjiang Uygur Autonomous Region (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 1981 [新疆维吾尔自治区区域地层表编写组. 西北地区区域地层表: 新疆维吾尔自治区分册. 北京: 地质出版社, 1981]
21 Hao Y C, Zeng X L. On the evolution of the west Tarim Gulf from Mesozoic to Cenozoic in terms of characteristics of foraminiferal fauna (in Chinese). Acta Micropalaeontol Sin, 1984, 1: 1–16 [郝诒纯, 曾学鲁. 从有孔虫的特征探讨中新生代西塔里木古海湾的演变. 微体古生物学报, 1984, 1: 1–16]
22 He C Q. Western Tarim Basin in Xinjiang Late Cretaceous to Early Tertiary Ditch Dinoflagellates and Other Algae (in Chinese). Beijing: Science Press, 1991 [何承全. 新疆塔里木盆地晚白垩世至早第三纪沟鞭藻及其它藻类. 北京: 科学出版社, 1991]
23 Zhong S L. Calcareous Nannofossils (Coccolithophores) from the Upper Cretaceous and Lower Tertiary in the Western Tarim Basin, South Xinjiang, China (in Chinese). Beijing: Science Press, 1992 [钟石兰. 新疆塔里木盆地西部晚白垩世至早第三纪钙质超微化石(颗石藻类). 北京: 科学出版社, 1992]
24 Hao Y C, Guo Z P, Ye L S, et al. Tarim Basin Southwest Regional Marine Cretaceous-Tertiary Boundary (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House, 2001 [郝诒纯, 郭宪璞, 叶留生, 等. 新疆塔里木盆地西南地区海相白垩系——第三系界线. 北京: 地质出版社, 2001]
25 Li X H, Liu Y, Li Q L, et al. Precise determination of Phanerozoic zircon Pb/Pb age by multicollector SIMS without external standardization. Geochem Geophys Geosyst, 2009, 10: 1–21
26 Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 2002, 192: 59–79
27 Ludwig K. Users Manual for Isoplot/Ex (Rev. 2.49): A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2001. 1–55
28 BouDagher-Fadel M K. Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera. London: UCL Press, 2015. 1–298
29 BouDagher-Fadel M K. Revised Diagnostic First and Last Occurrences of Mesozoic and Cenozoic Planktonic Foraminifera. UCL Office of the Vice-Provost Research, Professional Papers Series. Boca Raton: UCL Press, 2018. 1–5
30 Blow W H. The Cenozoic Globigerinida: A Study of the Morphology, Taxonomy, Evolutionary Relationships and the Stratigraphical Distribution of Some Globigerinida (mainly Globigerinacea). Leiden: Brill Archive, 1979
31 Wade B S, Pearson P N, Berggren W A, et al. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. Earth-Sci Rev, 2011, 104: 111–142
32 Berggren W A. The Pliocene time scale: Calibration of planktonic foraminiferal and calcareous nannoplankton zones. Nature, 1973, 243: 391–397
33 Cohen K M, Finney S C, Gibbard P L, et al. The ICS international chronostratigraphic chart. Episodes, 2013, 36: 199–204
34 Gradstein F M, Ogg J G, Schmitz M D, et al. The Geologic Time Scale 2012. Amsterdam: Elsevier, 2012
35 Serra-Kiel J, Hottinger L, Caus E, et al. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. Bull Soc Geol Fr, 1998, 169: 281–299

36 Boudagher-Fadel M K, Price G D, Hu X M, et al. Late Cretaceous to early Paleogene foraminiferal biozones in the Tibetan Himalayas, and a pan-Tethyan foraminiferal correlation scheme. Stratigraphy, 2015, 12: 67−91
37 Dunham R J. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. AAPG Mem, 1962, 1: 108−121
38 Embry III A F, Klovan J E. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. Bull Can Pet Geol, 1971, 19: 730−781
39 Mount J. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: A proposed first-order textural and compositional classification. Sedimentology, 1985, 32: 435–442
40 Wilson J L. Carbonate Facies in Geologic History. New York: Springer Science & Business Media, 2012. 1−471
41 Flügel E. Microfacies of Carbonate Rocks. Heidelberg: Springer, 2010. 1−984
42 Martini E. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Proceedings of the Second Planktonic Conference, Roma 1970. Roma: Tecnoscienza, 1971, 2. 739−785
43 Premoli-Silva I, Rettori R, Verga D. Practical Manual of Paleocene and Eocene Planktonic Foraminfera. International School on Planktonic Foraminifera: Paleocene and Eocene, Perugia, 2003. 17−21
44 Scholle P A, Ulmer-Scholle D S. A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 2003. 1−474
45 Fornós J J, Forteza V, Martínez-Taberner A. Modern polychaete reefs in western Mediterranean lagoons: Ficopomatus enigmaticus (Fauvel) in the Albufera of Menorca, Balearic Islands. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 1997, 128: 175−186
46 Miller K G. The Phanerozoic record of global sea-level change. Science, 2005, 310: 1293–1298
47 Gross M G, Tracey J I. Oxygen and carbon isotopic composition of limestones and dolomites, Bikini and Eniwetok Atolls. Science, 1966, 151: 1082–1084
48 Knauth L P, Kennedy M J. The late Precambrian greening of the Earth. Nature, 2009, 460: 728–732
49 Self-Trail J M, Powars D S, Watkins D K, et al. Calcareous nannofossil assemblage changes across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Evidence from a shelf setting. Mar Micropaleontol, 2012, 92-93: 61–80
50 Agnini C, Fornaciari E, Raffi I, et al. High-resolution nannofossil biochronology of middle Paleocene to early Eocene at ODP Site 1262: Implications for calcareous nannoplankton evolution. Mar Micropaleontol, 2007, 64: 215–248
51 Luciani V, Giusberti L, Agnini C, et al. The Paleocene-Eocene Thermal Maximum as recorded by Tethyan planktonic foraminifera in the Forada section (northern Italy). Mar Micropaleontol, 2007, 64: 189–214
52 Zamagni J, Mutti M, Ballato P, et al. The Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) in shallow-marine successions of the Adriatic carbonate platform (SW Slovenia). Geol Soc Am Bull, 2012, 124: 1071–1086
53 Bains S. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. Science, 1999, 285: 724–727
54 John C M, Bohaty S M, Zachos J C, et al. North American continental margin records of the Paleocene-Eocene thermal maximum: Implications for global carbon and hydrological cycling. Paleoceanography, 2008, 23: 1−20
55 Harper D T, Zeebe R, Hönisch B, et al. Subtropical sea-surface warming and increased salinity during Eocene Thermal Maximum 2. Geology, 2018, 46: 187–190
56 Harper D T, Hönisch B, Zeebe R E, et al. The magnitude of surface ocean acidification and carbon release during Eocene Thermal Maximum 2 (ETM-2) and the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM). Paleoceanogr Paleoclimatol, 2020, 35: 1–8
57 Agrawal S, Verma P, Rao M R, et al. Lignite deposits of the Kutch Basin, western India: Carbon isotopic and palynological signatures of the early Eocene hyperthermal event ETM2. J Asian Earth Sci, 2017, 146: 296–303
58 Dedert M, Stoll H M, Kroon D, et al. Productivity response of calcareous nannoplankton to Eocene Thermal Maximum 2 (ETM2). Clim Past, 2012, 8: 977–993
59 Lourens L J, Sluijs A, Kroon D, et al. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. Nature, 2005, 435: 1083–1087
60 Godet A. Drowning unconformities: Palaeoenvironmental significance and involvement of global processes. Sediment Geol, 2013, 293: 45–66
61 Zachos J C. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene thermal maximum. Science, 2005, 308: 1611–1615
62 Carmichael M J, Pancost R D, Lunt D J. Changes in the occurrence of extreme precipitation events at the Paleocene-Eocene thermal maximum. Earth Planet Sci Lett, 2018, 501: 24–36

补充材料

图S1 齐姆根组下段钙质超微化石图版
图S2 有孔虫图版
图S3 碳氧同位素散点图
图S4 塔西南齐姆根剖面浅海碳酸盐缓坡PETM记录与斯洛文尼亚浅海环境、深海环境和陆相环境PETM全岩无机碳同位素曲线对比

本文以上补充材料见网络版csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “塔里木海齐姆根剖面早古近纪极热事件及其环境效应”

Early Paleogene hyperthermal events and their environmental impacts in the Qimugen section, Tarim Sea

Wei Li[1], Xiumian Hu[1*], Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu[2], Marcelle Kamal BouDagher-Fadel[3], Juan Li[1], Shijie Zhang[1,4] & Yiwei Xu[1]

[1] *State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, School of Earth Sciences and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210023, China;*
[2] *National Institute of Marine Geology and Geo-ecology, Bucharest 70318, Romania;*
[3] *Department of Earth Sciences, University College London, London, WC1H 0BT, UK;*
[4] *Wuxi Research Institute of Petroleum Geology, Petroleum Exploration and Production Research Institute, SINOPEC, Wuxi 214126, China*
* Corresponding author, E-mail: huxm@nju.edu.cn

Early Paleogene hyperthermal events represented by the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (PETM) have long been viewed as examples of carbon emissions driven analogue of today’s global warming. In this paper, we present a detailed study of the shallow marine carbonate rocks from the Qimugen Formation in the Qimugen section, from the southwestern Tarim Basin, to track the record of early Paleogene hyperthermal events in the eastern Tethyan Ocean, and to assess the relationship between these hyperthermal events and the environmental response as reconstructed in terms of their stratigraphic age and their inferred paleoenvironment.

Zircon U-Pb chronology indicates that the age of the lower part of the lower Qimugen Formation is 57.91±0.42 Ma, while the calcareous nannofossils and foraminiferal biostratigraphy indicates that the lower unit of the Qimugen Formation was defined in calcareous nannofossils zone NP8−NP10 and planktonic foraminifera zone P4b−P6b/P7, suggesting that the lower unit of the Qimugen Formation is of late Thanetian to early Ypresian age. Based on textures, sedimentary structures, grain composition and fossil content, 10 microfacies were identified in the Qimugen section, namely a calcareous siltstone and argillite (MF1), gypsum (MF2), non-laminated peloidal bioclast packstone (MF3), foraminiferal packstone with abundant small benthic foraminifera (MF4), cortoid grainstone (MF5), (sandy) bioclast wackestone (MF6), (sand-bearing) wackestone with serpulids (MF7), packstone with abundant serpulids (MF8), (sandy) mudstone (MF9) and bivalves rudstone (MF10). These are indicative of a carbonate ramp environment, which can be further divided into an inner ramp (MF1−MF5), a middle ramp (MF6−MF8) and an outer ramp (MF9−MF10). Microfacies analysis shows that one transgressive-regressive cycle was defined in the lower Qimugen Formation, with the sedimentary environment changing from an inner ramp to a middle-outer ramp, and afterwards back to the inner ramp tidal environment. After assessing and excluding diagenesis effects by correlating bulk rock oxygen isotopes and carbon isotopes, three Carbon Isotope Excursion (CIE) events can be distinguished by bulk rock carbon isotopic composition that have negative excursion values of −2.6‰, −4.3‰ and −2.2‰, respectively. The three CIE events are correlated to the pre-onset event (POE), PETM and Eocene Thermal Maximum 2 (ETM2) events, which are in contrast to previous studies of early Paleogene global carbon isotope excursion (CIE) events.

On the basis of the stratigraphic age and the paleoenvironmental reconstruction, these three CIE events identified by carbon isotopes were found to be associated with sedimentary environment evolution. First of all, the environmental response started from the POE event, when the transgression occurred, accompanied by the environmental change from inner ramp to middle-outer ramp, which also correlated with the occurrence of enhanced storm events. At the same time, the occurrence of terrigenous clasts increased from less than 10% to a maximum of 40%, indicating an intensified hydrological cycle. Transgression and enhanced storm activities lasted through the PETM interval until the end of the ETM2 event, from which point middle-outer ramp deposits transformed into near-shore tidal flat deposits, representing a large-scale regression. The PETM caused the most extensive environmental impacts compared with the ETM2 and POE events, which may have resulted in ocean acidification and hypoxia, as well as significant turnover of calcareous nannofossils forms at this time. In general, the three CIE events are in the special period of rising global temperatures, coupled with a transgressive-regressive cycle, causing widespread environmental impacts.

hyperthermals, Early Paleogene, southwest Tarim Basin, Paleocene-Eocene Thermal Maximum, carbon isotope, carbonate ramp

doi: 10.1360/TB-2020-0292