

DOI: 10.3724/SP.J.1140.2010.02067

西太平洋 807A 孔的元素地球化学特征 及其对中更新世气候转型期的记录

吴旻哲, 乔培军, 邵磊
(同济大学 海洋地质国家重点实验室, 上海 200092)

摘要: 通过对 ODP 807A 孔上部 60 77 m 样品进行元素地球化学分析, 揭示了晚上新世 3 2 Ma 以来的沉积物元素含量变化特征。结果显示元素含量在中更新世过渡期均发生明显变化, 具体表现为与陆源碎屑密切相关的元素含量下降, 生物源元素含量显著上升, 而同期物源区岩石类型没有发生明显变化。陆源元素含量的降低是由陆源碎屑含量降低导致的, 反映出中更新世过渡期风搬运能力较弱。生物源元素含量的上升主要受生物生产力提高的影响。稀土元素总和(Σ REE)的频谱分析显示了元素地球化学对中更新世气候转型的响应, 即主导周期从 41 ka 过渡到 100 ka。

关键词: 中更新世气候转型; 稀土元素; 物源; 周期性; 翁通-爪哇海台
中图分类号: P736.4 **文献标识码:** A **文章编号:** 0256-1492(2010)02-0067-08

中更新世气候(MPT)是第四纪古气候研究在轨道尺度上的重大发现, 全球气候变化的主导周期从早更新世的 4 万年转变为中更新世之后的 10 万年, 是地球绕太阳公转最近期的一次轨道变动^[1-3]。这种现象在深海沉积中被发现后^[1-4], 也在黄土-古土壤剖面中得到证实^[5-6]。中更新世气候周期转型是渐进的还是骤变的? 是高纬冰盖驱动还是低纬热带驱动? 类似问题自 20 世纪 80 年代以来一直争论不休^[7-9]。近年来, 更多的观点倾向于它是延续几十万年的一场“过渡”, 即“中更新世过渡”^[8, 10-11], 而不是 90 万年前的一次“革命”性变化, 即所谓的“中更新世革命”。气候周期转型的原因至今还是不解之谜, 但是大致上可以分为冰盖变化和大气 CO₂ 变化两种驱动机制^[12-13]。在探讨中更新世气候转型的根源问题上, 相对于以往对高纬地区的关注, 近年来, 低纬热带海区在全球气候变化中的作用日益受到重视。而在该区域, 前人主要从古生物学的角度探讨中更新世气候转型的驱动机制^[14-16], 元素地球化学方面却很少涉及。本文从元素地球化学角度来讨论中更新世气候转型在元素地球化学上的记录, 试图揭示该气候转型可能的驱动机制。

基金项目: 国家重点研究专项经费项目(2007CB819501); 国家自然科学基金项目(40976023)
作者简介: 吴旻哲(1982—), 男, 硕士生, 主要从事海洋地质与元素地球化学研究, E-mail: frescowmz@gmail.com
收稿日期: 2010-01-15; 改回日期: 2010-03-02. 文凤英编辑

1 材料和方法

样品取自 ODP 第 130 航次 807 站 A 孔(3° 36. 42'N、156° 37. 49'E), 该站位于赤道西太平洋翁通-爪哇海台西北缘(图 1), 水深 2 803. 8 m, 岩心长 822. 9 m。本次工作仅对其上部 60 77 m 以浅的沉积物进行分析。该段沉积物岩性均一, 主要为浅灰色一白色钙质软泥, 偶见生物扰动现象。元素地球化学分析按 10 cm 等间距取样, 共获取样品 600 个。样品先在 600 °C 下高温灼烧 3h, 经 HF+HNO₃ 进

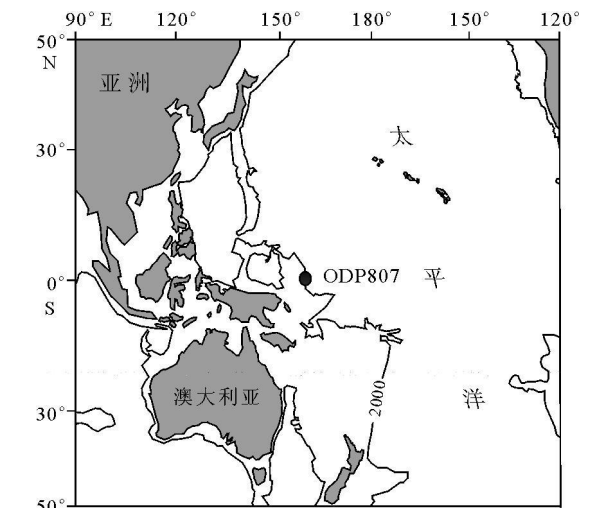


图 1 西太平洋 807A 孔柱状样站位
Fig. 1 Map showing the location of Site 807A

行溶解预处理, 然后采用 Thermo Fisher Scientific VG-X7 型 ICP-MS 以及 IRIS Advantage 型 ICP-AES 进行分析, 分析中使用国际标样 (GSR-5、GSR-6、GSD-9、GSD-12)、空白样品进行校正。样品精确度及准确度由国际标样及空白样品监控, 在微量元素的测试过程中, 使用 10×10^{-9} 的内标溶液 Rh 对仪器的稳定性进行监测。该部分实验的前处理及测试工作均是在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。

频谱分析使用的是 Schulz 和 Mudelsee(2002) 开发的 REDFIT 频谱分析软件来进行, 该软件能有效减小因频率增大而导致频率振幅降低造成的“红噪”现象。

2 年代地层框架

本次工作的年代地层框架是前人已经发表的成果^[15, 18]。根据生物地层学和磁性地层学事件^[18], 初步确定 807A 孔的年代地层框架。更为精确的地层年代是依据氧同位素事件对比来进行, 并插点计算各样品所代表的年龄^[15, 18], 得到底部年龄约为 3.2 Ma, 样品的平均分辨率为 5 ka。

3 结果

3.1 主量元素

一般来说, 海洋沉积物主要由两部分组成: 陆源碎屑及海洋自生组分, 沉积物中各种元素含量的变化是这两种沉积物来源综合作用的结果。但对于不同元素, 其主要控制因素又有不同。CaCO₃ 主要来源于钙质生物壳体, 一定程度上反映了钙质生物生产力^[19]。而 Al₂O₃、TiO₂ 等元素含量则主要受控于陆源碎屑的含量。807A 孔 60.77 m 以浅岩心的主要成分为 CaCO₃, 变化范围为 73.161% ~ 92.317%, 平均值达到了 82.866% (表 1)。而其他几种元素平均含量均小于 2%, 尤其是 MnO、TiO₂、P₂O₅ 含量均小于 0.1%。值得注意的是主要来源于陆源碎屑组分的 Al₂O₃、TiO₂ 含量很低, 均值分别为

0.93% 和 0.046%。这说明该站位沉积物主要为海洋自生组分, 陆源碎屑含量很少。这是由于该站位位于翁通-爪哇海台, 附近没有大的河流, 陆源组分主要是风成沉积^[20]。

807A 孔主量元素含量在剖面中呈现明显的波动 (图 2)。就总体变化趋势而言, TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、K₂O、MgO 百分含量变化基本一致, 而与 CaCO₃ 百分含量呈相反的变化趋势, 这主要是由于前者的含量主要受陆源碎屑组分影响, 而后者反映的是钙质生物生产力的变化情况。1.9 ~ 2.5 Ma 期间, 陆源元素含量显著上升, 这可能与北极冰盖扩张, 东亚冬季风增强有关^[21]。对于这部分内容, 在此不做过多阐述, 将另发文章进行详细说明。而 0.9 ~ 1.1 Ma 中更新世过渡期, TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、K₂O、MgO 百分含量有显著下降, 与此相对应, CaCO₃ 百分含量却有显著上升, 由约 80% 上升到 85% 以上。是什么原因导致了这种变化, 本文将在后半部分进行阐述。

3.2 微量元素

微量元素作为指示元素, 对于解决许多沉积学问题, 例如, 物质来源、沉积环境、母岩风化等问题显示出越来越重要的作用。807A 孔的微量元素变化明显 (图 3), 主要呈现两种变化趋势: 一种包括 Y、Cr、Rb、Cs、Zr、Hf 等元素及稀土元素 (REE), 在中更新世过渡期, 元素含量显著下降, 呈现低值; 另一种为 Sr 元素, 变化趋势与前一组略有不同, 尤其是在中更新世过渡期, Sr 元素含量有显著升高, 由约 1.200×10^{-6} 上升到 1.700×10^{-6} 。微量元素呈现的两种不同的变化趋势主要是由于这两组元素的物质来源不同所造成的。Sr 元素与海洋中钙质生物有密切联系, 因此, 其含量主要受海洋钙质生物生产力的影响, 而 REE 等元素含量主要受陆源碎屑控制。

4 讨论

4.1 元素含量变化的意义

翁通-爪哇海台位于赤道太平洋西部, 由于远离

表 1 西太平洋 807A 孔 3.2 Ma 以来主量元素的百分含量变化范围及其平均值
Table 1 Main elements value and average contents of Site 807A since the last 3.2 Ma %

元素	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	CaCO ₃	MnO	TiO ₂	P ₂ O ₅
变化范围	0.41 ~ 1.87	0.23 ~ 9.79	0.04 ~ 0.29	0.75 ~ 3.13	0.33 ~ 0.80	73.16 ~ 92.32	0.02 ~ 0.14	0.024 ~ 0.08	0.04 ~ 0.13
均值	0.93	0.54	0.15	1.32	0.51	82.87	0.04	0.046	0.07

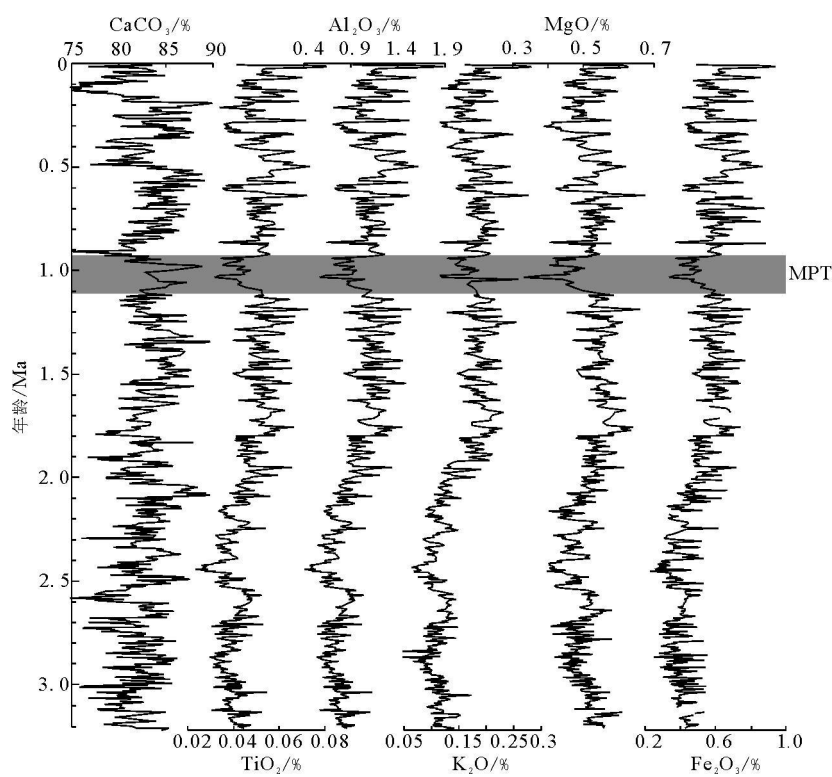


图 2 西太平洋 807A 孔主量元素变化曲线
Fig. 2 Variations of the major elements of Site 807A

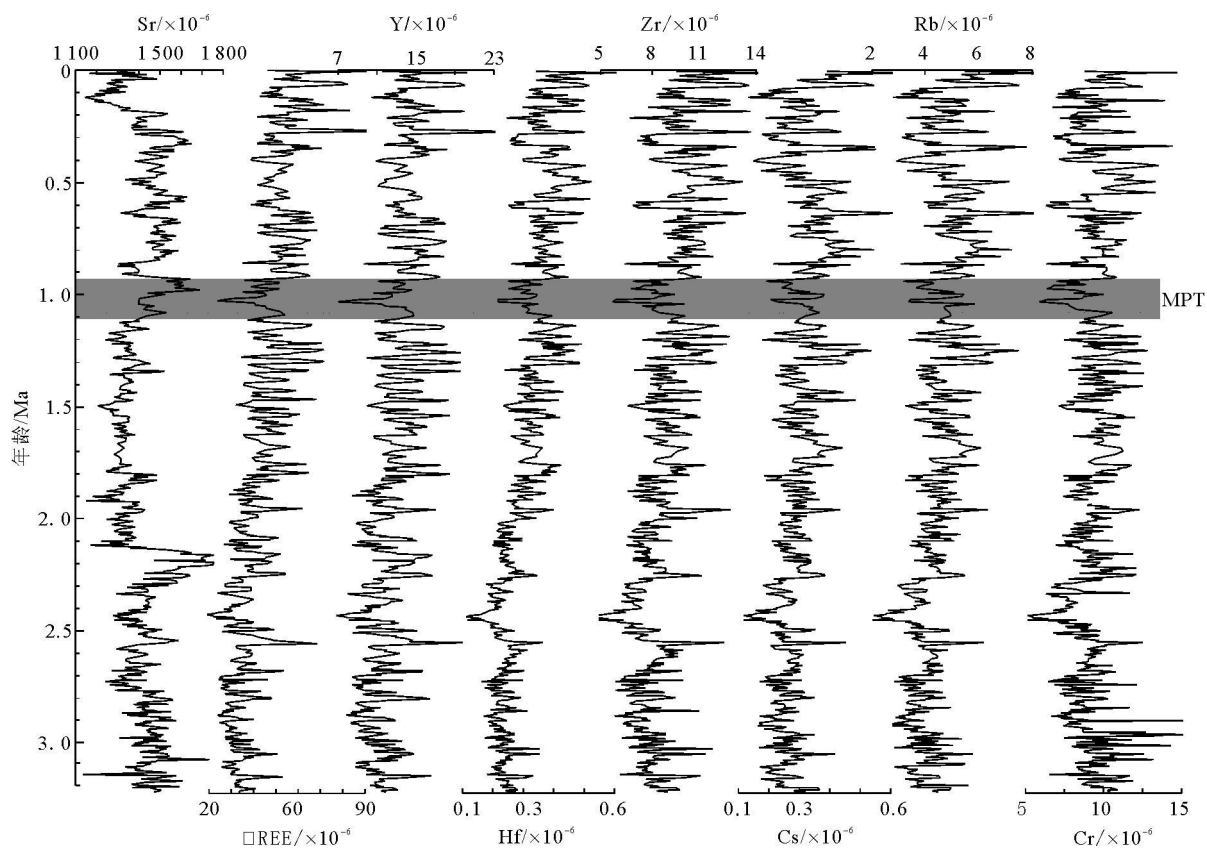


图 3 西太平洋 807A 孔微量元素变化曲线
Fig. 3 Variations of the trace elements of Site 807A

大陆,并且附近没有大的河流,因此,陆源物质十分稀少(所罗门群岛附近水域除外),碳/氮(C/N)比值结果显示,25 Ma 以来该区沉积物大部分为海洋自生沉积物^[22]。同时,翁通-爪哇海台也是全球最大的洋底高原^[23]。因此,可以认为 807A 孔的陆源碎屑组分主要为风成沉积。通过对比翁通-爪哇海台与北太平洋西风带、赤道东太平洋风成沉积的粒度、通量及矿物组合,发现该区风成沉积具有多个物源区^[20]。矿物的主元素分析(PCA)结果显示,翁通-爪哇海台渐新世以来的风成沉积中石英、高岭石、绿泥石以及中新世以来长石及蒙脱石主要来源于亚洲^[20]。

中更新世过渡期的起始时间和表现方式以及驱动机制尚未达成共识。有研究认为 MPT 起始于 1.2 Ma^[24] 或 1.05 Ma^[25],但多数学者认为开始于 0.9~0.93 Ma 之间^[3,14-16]。赤道西太平洋 807A 孔沉积物元素地球化学记录的中更新世过渡期为 0.9~1.1 Ma。沉积物元素在 MPT 均发生了明显的变化。与生产力有密切关系的 Ca、Sr 在中更新世过渡期呈现高值,这也暗示了 807A 孔在 0.9~1.1 Ma 之间有较高的生产力,这种结论与钙质超微及颗石藻的结果一致^[26-27]。其他元素与陆源碎屑有密切关系,并且这些元素的变化趋势类似,在中更新世过渡期均有显著下降。是什么原因导致了这种变化?可能由以下几个原因:(1)陆源碎屑物源区发生重大变化;生物生产力的稀释作用;风搬运能力的减弱。下面针对这几个可能原因进行讨论。

元素 La、Th、Sc、Zr 等被认为是稳定性很强的元素,适合做源区的指示性元素。La-Th-Sc 和 Th-Sc-Zr/10 判别分析图(图 4)显示,807A 孔 3.2 Ma 以来的陆源碎屑组物源区比较稳定,没有发生重大变化。稀土元素由于其性质稳定,被广泛用于物源分析^[28-29]。807A 孔沉积物稀土元素球粒陨石标准化曲线(图 5)显示,轻稀土元素略富集,重稀土元素含量均一,Ce 呈现明显的负异常,这符合海洋沉积物稀土元素配分模式的特点。各样品稀土元素配分模式基本平行,显示其物质来源比较稳定。而图中各曲线在数值上的差异体现的是稀土元素含量上的差异。从以上分析可知,物源区不是导致中更新世过渡期陆源元素含量下降的原因。

一般认为海洋沉积物中的 Ti 全部来源于陆源碎屑,因此,可以通过元素 Ti 含量来估算陆源碎屑含量。也有人用 Al 来估算陆源碎屑的含量,但最近发现南海存在过剩铝^[30],而 Murry (1996)等在赤道太平洋地区也发现了相同的情况^[31]。计算陆源碎屑含量及陆源碎屑堆积速率公式如下:

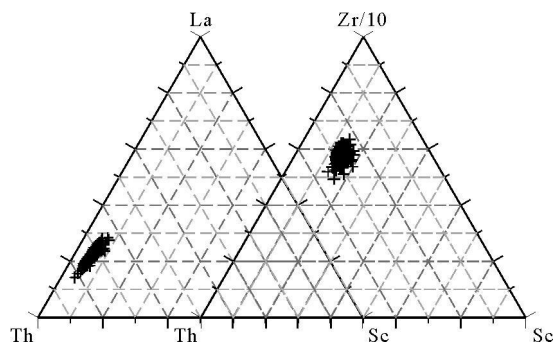


图 4 La-Th-Sc 和 Th-Sc-Zr/10 判别分析图

Fig. 4 La-Th-Sc and Th-Sc-Zr/10 discrimination diagrams

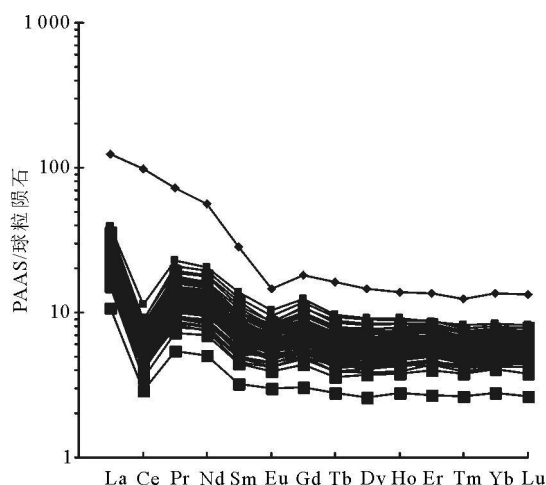


图 5 西太平洋 807A 孔沉积物样品稀土元素球粒陨石标准化曲线

Fig. 5 Chondrite-normalized REE distribution pattern of Site 807A

$$\% \text{ Terrigenous} = \left(\text{TiO}_2\text{-sample} / \text{TiO}_2\text{-Ter} \right) \times 100^{30}$$

陆源碎屑堆积速率 = $\% \text{ Terrigenous} \times \text{沉积速率} \times \text{干样密度}$

由公式可看出, $\text{TiO}_2\text{-Ter}$ 值对陆源碎屑含量有很重要的影响。由于 807A 孔沉积物陆源碎屑组分主要是风成沉积,并且具有多个物源,因此,本文中采用上地壳平均值的 TiO_2 作为该公式的背景值^[32]。由此公式计算出陆源碎屑堆积量(图 6)。结果显示 807A 孔陆源碎屑堆积速率很低,介于 0.1~0.2 $\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{ka})$ 之间。在中更新世过渡期,陆源碎屑堆积速率呈现低值,低于 0.1 $\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{ka})$ 。这说明中更新世过渡期受陆源碎屑含量控制的元素的突然降低不是稀释作用的结果。同时也说明,在此阶段,风成沉积含量有显著下降,风搬运能力减弱。事实上,807A 孔记录的 MPT 可以看作两个阶段:1.1~1.0 Ma,这一阶段 Al_2O_3 等陆源元素含量下降,代

表着风逐渐减弱的过程; 1.0~0.9 Ma, 这一阶段 Al_2O_3 等元素含量回升, 指示风逐渐增强的过程。807A 孔位于东亚季风区或者非常接近东亚季风区, 因此, 东亚季风对该孔的风成沉积应该有很重要的影响。对东亚季风的研究表明, 在中更新世过渡

期后半段, 东亚季风增强最明显^[16]。这也与元素记录的过渡期后半段风搬运能力增强的结果一致。

4.2 元素含量的周期性变化

MPT 最显著的特征是全球的主导周期从 41 ka 过渡到 100 ka。807A 孔的元素含量是否也存在着这样的周期性变化? 沉积物中含有高达几十种元素, 而稀土元素性质稳定, 在搬运及沉积过程中基本不发生变化, 因此, 这里选用稀土元素总量(ΣREE), 以 MPT 的起始(1.1 Ma)及结束(0.9 Ma)为分界点分别做频谱分析来揭示元素含量周期变化的规律(图 7)。在 0~0.9 Ma 时间段内, 106 ka 周期特别显著, 同时, 也存在斜率(42 ka)和岁差(23 ka); 而在 1.1~3.2 Ma 时间段内, 41 ka 的斜率周期非常强, 同时, 存在很弱的岁差周期(24 ka)。频谱分析的结果显示出全球气候周期从斜率周期向偏心率周期的过渡。可能由于样品分辨率的原因, 热带所特有的半岁差周期并不显著。

5 结论

(1)元素含量在中更新世过渡期均发生明显变化, 陆源元素含量显著下降, 而这一阶段物源区没有发生明显变化, 陆源碎屑堆积速率表现为低值, 暗示出中更新世过渡期风搬运能力较弱; 与生物有密切关系的元素则表现为高值, 这主要归因于生物生产力的提高。

(2)稀土元素总和(ΣREE)的频谱分析显示了元素地球化学对中更新世气候转型的响应, 主导周期从 41 ka 过渡到 100 ka。

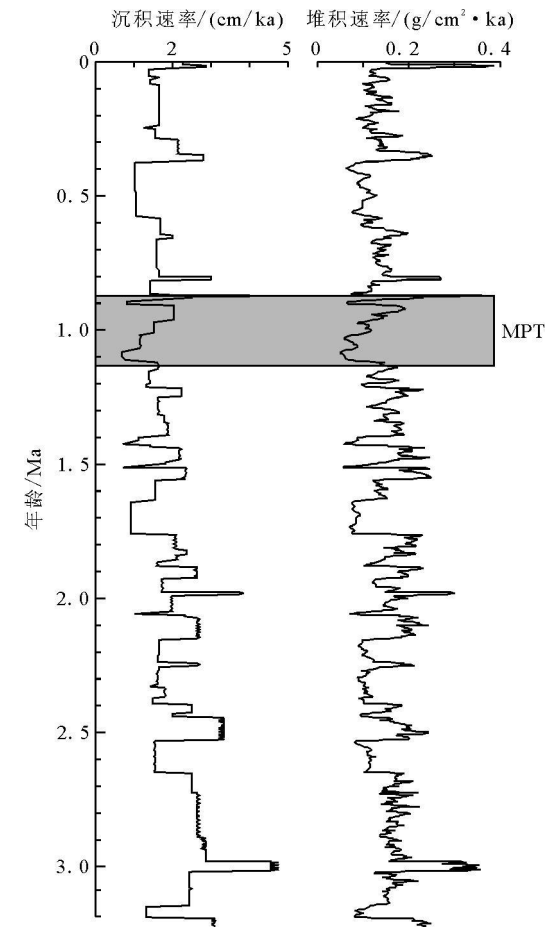


图 6 西太平洋 807A 孔沉积速率及陆源碎屑堆积速率
Fig. 6 Sedimentation rate and terrestrial clastic accumulation rate of Site 807A

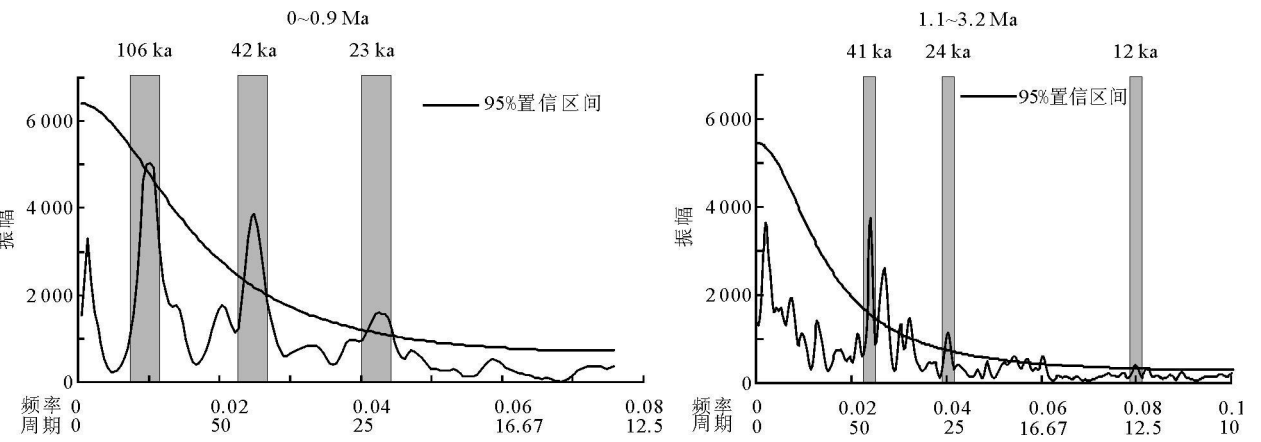


图 7 西太平洋 807A 孔稀土元素总量的频谱分析
Fig. 7 Spectral analysis of ΣREE of Site 807A

参考文献(References)

- [1] Prell W L. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of the Quaternary of Hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability [J]. Initial Reports of the DSDP, 1982, 68: 455-464.
- [2] Berger W H, Bickert T, Jansen E, et al. The central mystery of the Quaternary Ice Age [J]. Oceanus, 1993, 36: 53-56.
- [3] Ruddiman W F, Raymo M E, Martinson D G, et al. Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean [J]. Paleoceanography, 1989, 4: 353-412.
- [4] Jian Z M, Wang P X, Chen M T, et al. Foraminiferal responses to major Pleistocene paleoceanographic changes in the southern South China Sea [J]. Paleoceanogr., 2000, 15(2): 229-243.
- [5] Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits [J]. Quat. Sci. Rev., 1994, 13: 39-70.
- [6] Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, et al. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic [J]. Global and Planetary Change, 1998, 1: 113-118.
- [7] Shackleton N J. The 100 000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity [J]. Science, 2000, 289: 1897-1902.
- [8] 汪品先, 田军, 成鑫荣. 第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录 [J]. 中国科学 D 辑, 2001, 31(10): 793-799. [WANG Pinxian, TIAN Jun, CHENG Xinrong. Transition of Quaternary glacial cyclicity in deep-sea records at Nansha, the South China Sea [J]. Sci. China (Ser. D), 2001, 31(10): 793-799.]
- [9] De Garidel-Thoron T, Rosenthal Y, Bassinot F, et al. Stable sea surface temperatures in the western Pacific warm pool over the past 1.75 million years [J]. Nature, 2005, 433: 294-298.
- [10] Raymo M E, Oppo D W, Curry W. The Mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective [J]. Paleoceanogr., 1997, 12(4): 546-559.
- [11] 田军, 汪品先, 成鑫荣. 南沙 ODP1143 站有孔虫同位素变化对地球轨道驱动的响应 [J]. 中国科学 D 辑, 2004, 34(5): 452-460. [TIAN Jun, WANG Pinxian, CHENG Xinrong. Responses of foraminiferal isotopic variations at ODP Site 1143 in the southern South China Sea to orbital forcing [J]. Sci. China (Ser. D), 2004, 34(5): 452-460.]
- [12] Berger W H, Jansen E. Mid-Pleistocene climate shift-The Nansen connection [J]. Geophys. Monogr., 1994, 84: 295-311.
- [13] Shackleton N J. The 100 000 year ice age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity [J]. Science, 2000, 289: 1897-1902.
- [14] 金海燕. 南海北部中更新世气候转型期高分辨率古海洋学研究 [D]. 上海: 同济大学, 2007. [JIN Haiyan. High-resolution paleoceanographic study during the Mid-Pleistocene Climate Transition in the Northern South China Sea [D]. Shanghai: Tongji University, 2007.]
- [15] 金海燕, 翦知湍, 成鑫荣. 赤道西太平洋暖池中更新世过渡期的古海洋学变化 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2006, 26(6): 71-80. [JIN Haiyan, JIAN Zhimin, CHENG Xinrong. Paleoceanographic variations of the Western Pacific Warm Pool during the Middle Pleistocene Climate Transition [J]. Mar. Geol. & Quat. Geol., 2006, 26(6): 71-80.]
- [16] 李前裕, 汪品先, 陈木宏, 等. 中更新世气候转型时期南海生态环境的南北差异 [J]. 地球科学进展, 2006, 21(8): 781-792. [LI Qianyu, WANG Pinxian, CHEN Muhong, et al. Paleocological-environmental contrasts between the Southern and Northern South China Sea during Mid-Pleistocene Climate Transition [J]. Advances in Earth Sci., 2006, 21(8): 781-792.]
- [17] Schulz M, Mudelsee M. REDFIT: Estimating red-noise spectra directly from unevenly spaced paleoclimatic time series [J]. Computer Geosci., 2002, 28: 421-426.
- [18] Prentice M L, Friez J K, Simonds G G, et al. Neogene trends in planktonic foraminifer $\delta^{18}\text{O}$ from site 807: implications for global ice volume and western equatorial Pacific sea-surface temperatures [J]. ODP Scientific Results, 1993, 130: 281-305.
- [19] Walter E D, James V G, David Z P. Inorganic geochemical indicators of glacial-interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1997, 61(21): 4507-4518.
- [20] Berger W H, Kroenke L W. Eolian deposition on the Ontong Java Plateau since the Oligocene: unmixing a record of multiple dust sources [J]. ODP Scientific Results, 1993, 130: 471-490.
- [21] Jian Z M, Zhao Q H, Cheng X R, et al. Pliocene-Pleistocene stable isotope and paleoceanographic changes in the northern South China Sea [J]. Palaeo., Palaeo., Palaeo., 2003, 193: 425-442.
- [22] Stax R, Stein R. Long-term changes in the accumulation of organic carbon in Neogene sediments Ontong Java plateau [J]. ODP Scientific Results, 1993, 130: 573-585.
- [23] IODP 科学规划委员会编, 国家自然科学基金委员会地球科学部等译. 地球、海洋与生命: IODP 初始科学计划 [M]. 上海: 同济大学出版社, 2003: 47-63. [IPSC. Earth, Oceans and life: Integrated Ocean Drilling Program, Initial Science Plan [M]. International Working Group Support Office, 2003: 47-63.]
- [24] Clark P U, Alley R B, Pollard D. Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change [J]. Science, 1999, 286: 1104-1111.
- [25] Dupont L M, Donner B, Schneider R R, et al. Mid-Pleistocene environmental change in tropical Africa began as early as 1.05 Ma [J]. Geology, 2001, 29: 195-198.
- [26] 刘传联, 张拭颖, 金海燕, 等. 暖地区 1.53 Ma 以来上层海水变化的颗石藻证据 [J]. 同济大学学报: 自然科学版, 2005,

33(9): 1172-1176. [LIU Chuanlian, ZHANG Shiyong, JIN Haiyan, et al. Coccolith evidence of upper ocean water variations for past 1.53 Ma in Western Pacific Warm Pool[J]. Journal of Tongji University(Natural Science), 2005, 33(9): 1172-1176.]

[27] 刘传联, 成鑫荣, 王汝建, 等. 西太平洋暖池区第四纪钙质超微化石氧碳同位素特征及意义[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2005, 30(5): 559-602.[LIU Chuanlian, CHENG Xinrong, WANG Rujian, et al. Oxygen and carbon isotope records of Quaternary calcareous nannofossils from the Western Pacific Warm Pool and their palaeoceanographical significance[J]. Earth Sci. J. China Univ. Geosci., 2005, 30(5): 559-602.]

[28] 李双林, 李绍全. 黄海 YA01 孔沉积物稀土元素组成与源区示踪[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(3): 51-55. [LI Shuanglin, LI Shaoquan. REE composition and source tracing of sediments from core YA01 in Yellow Sea [J]. Mar. Geol. & Quat. Geol., 2001, 21(3): 51-55.]

[29] 徐方建, 李安春, 徐兆凯, 等. 东海内陆架沉积物稀土元素地球化学特征及物源意义[J]. 中国稀土学报, 2009, 27(4): 574-581. [XU Fangjian, LI Anchun, XU Zhaokai et al. Rare earth element geochemistry in inner shelf of the East China Sea and implication for sediment provenance[J]. J. Chinese Rare Earth Soc., 2009, 27(4): 574-581.]

[30] 韦刚健, 刘颖, 李献华, 等. 南海沉积物中过剩铝问题的探讨[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2003, 22(1): 23-25. [WEI Gangjian, LIU Ying, LI Xianhua, et al. Excess Al in the sediments from South China Sea[J]. Bull. Mineral., Petrol. Geochem., 2003, 22(1): 23-25.]

[31] Murray R W, Leinen N. Scavenged excess aluminum and its relationship to bulk titanium in biogenic sediment from the central equatorial Pacific Ocean [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1996, 60(20): 3869-3878.

[32] Taylor S R, McLennan S M. The geochemical evolution of the continental crust [J]. Rev. Geophys., 1995, 33(2): 241-265.

ELEMENT GEOCHEMICAL RECORD OF THE WESTERN PACIFIC OCEAN SITE ODP807A: IMPLICATION FOR THE MIDDLE PLEISTOCENE CLIMATE TRANSITION

WU Minzhe, QIAO Peijun, SHAO Lei

(State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China)

Abstract: The element geochemical analysis of the upper 60.77 m section of ODP Hole 807A reveals climatic variations since 3.2 Ma. Significant changes in element concentrations during the Middle Pleistocene Transition (MPT) are marked by decreases of elements related closely to terrigenous clasts and increases of biogenic elements. Because there was little change in the provenance of terrigenous elements, variations in the terrigenous clastic content were mainly affected by the reduction itself, indicating the weaker wind transportation. The obvious increase of biogenic elements was attributed to the marked enhancement of the ocean productivity during the MPT. Furthermore, the spectral analysis of the sum rare earth elements (Σ REE) shows the orbital characteristics of tropical climate changes from 41 ka to 100 ka periods.

Key words: middle Pleistocene Transition (MPT); rare earth element; provenance; periodicity; Ontong-Java Plateau