科学通报 2009 年 第 54 卷 第 22 期: 3537 ~ 3545
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

晚上新世赤道太平洋气候转型和北极冰盖扩张的轨道驱动

马文涛*, 田军*, 李前裕

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

* 联系人, E-mail: 8wentao_ma@tongji.edu.cn; tianjun@tongji.edu.cn

2008-12-23 收稿, 2009-03-18 接受

国家自然科学基金(批准号: 40776028, 40621063)、高等学校全国优秀博士学位论文作者专项资金(编号: 2005036)、霍英东青年教师基金(编号: 111016)和国家重点基础研究发展计划(编号: 2007CB815902)资助项目

摘要 赤道太平洋气候在晚上新世进入一个重大转型期. 具体表现为全球海表温度(SST)开始变冷, 东西太平洋 SST 梯度开始形成并逐渐加大. 不仅如此, 这一变化几乎与北半球高纬冰盖扩张同步发生. 探讨太阳辐射、高纬和低纬气候变化之间的相互关系是揭示这一气候转型机制的关键. 通过一系列数理统计方法对赤道太平洋的 SST 和全球冰量变化中的轨道周期成分进行分析发现, 北半球高纬的太阳累积辐射量是此次气候转型的主要外部驱动力; 在轨道尺度上, 东西赤道太平洋的 SST 在转型之后表现出基本同步而非“跷跷板”式的变化规律; 通过分析对比认为晚上新世气候转型起源于地球轨道参数的转变, 而大气 CO_2 浓度变化产生的反馈效应使得全球气候自早新生代以来进一步变冷.

关键词
SST
轨道驱动
赤道太平洋
晚上新世
太阳辐射量
演化谱

地球气候自新生代(~65 Ma)以来逐渐变冷, 从两极无冰到南极冰盖形成, 再到两极都有冰盖[1]. 但这一过程并非简单地进行, 而是经历了多次重大的气候转型过程得以实现. 例如, 多种地质记录证实, 晚上新世-早更新世(~3 Ma)发生过一次全球性的气候转型. 约 3 Ma 之前, 高纬地区的温度明显高于现在[2,3], 而北极冰盖尚不具规模[4,5]. 3 Ma 之后, 高纬地区出现大量冰筏沉积物, 北极冰盖开始快速扩张[6,7]; 北太平洋生物成因的蛋白石沉积通量明显降低, 指示了盐跃面的形成[7]. 在热带地区, 赤道东太平洋(EEP)海表温度(SST)显著下降, 上升流加强, 温跃层变浅[8~10], 而赤道西太平洋(WEP)SST、温跃层深度却无明显变化[8~11]. 赤道太平洋由永久性厄尔尼诺(El Niño)状态向 SST 东西不对称状态转变. 由于高纬冰盖的扩张需要来自热带地区的水汽供应. 因此在 3 Ma 前后发生的这一气候转型过程中, 低纬 SST 与高纬冰盖扩张同步变化足以说明热带海洋对全球热量传送和气候变化起着至关重要的作用[12].

米兰科维奇理论认为, 由地球轨道参数偏心率、斜率和岁差共同控制的太阳辐射量决定了地表气候变化, 而气候记录的轨道周期是太阳辐射控制作用的具体体现. 本文将利用 0~5 Ma 的 SST 和冰量变化的记录探讨上新世至更新世东西赤道太平洋 SST 和高纬冰量变化的周期性差异, 为揭示 3 Ma 前的这一气候转型事件的机制寻找线索.

1 材料与方法

1.1 研究区域和气候替代性指标

东、西赤道太平洋分别是现代典型的冷舌和暖池区, 是厄尔尼诺(El Niño)发生的主要场所, 对气候

引用格式: 马文涛, 田军, 李前裕. 晚上新世赤道太平洋气候转型和北极冰盖扩张的轨道驱动. 科学通报, 2009, 54: 3537~3545
Ma W T, Tian J, Li Q Y. Astronomically modulated late Pliocene equatorial Pacific climate transition and Northern Hemisphere ice sheet expansion. Chinese Sci Bull, doi: 10.1007/s11434-009-0310-4

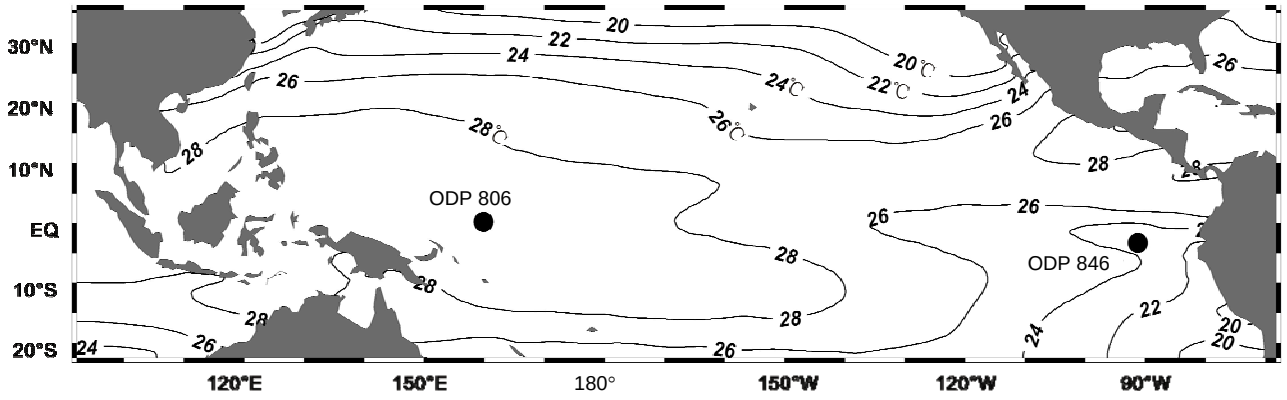

图 1 站位位置图

底图为现代年平均海表温度, 黑色线条为等温线. 数据来源于http://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html

变化的反应极其灵敏. 在这里, SST 被认为是最敏感的热带气候指标, 而底栖有孔虫δ^{18}O 则由于记录了全球冰量的变化, 是指示高纬气候变化最敏感的指标. 我们选取西太平洋暖池核心部位的 ODP 806 站(0°, 159°E, 水深 2520 m, 年平均温度>28℃)和东太平洋冷舌区的 ODP 846 站(3°S, 91°W, 水深 3296 m, 年平均温度约 24℃)作为研究站位(图 1), 分析两站 5 Ma 以来有孔虫 Mg/Ca 比值和$U_{37}^{k'}$计算的 SST 和以底栖有孔虫δ^{18}O 记录的高纬冰量信号中的轨道周期变化, 并重点讨论太阳辐射量中各种周期成分的来源、频谱特征以及它们与 SST 及冰量变化中轨道周期的关系. 846 站 SST 和底栖有孔虫δ^{18}O 数据来自文献[9], 其中 SST 根据$U_{37}^{k'}$计算得到, 平均分辨率 2.3 ka. 806 站 SST 数据由 WA05[8]和 ML05[13]拼接而成, 其中 ML05 数据由 *G. ruber* Mg/Ca 计算得到, 平均分辨率为 2.3 ka, WA05 数据由 *G. sacculifer* Mg/Ca 计算得到, 平均分辨率为 11 ka. 所有数据统一插值到 19~5089 ka, 时间间隔 0.1 ka.

1.2 太阳辐射量及其计算

Berger[14]和 Loutre 等人[15]详细介绍了地质历史时期太阳辐射量的计算. 本文采用 Laskar 等人[16]的地球轨道参数计算平均和时间累积辐射量, 具体过程如下.

大气层顶部太阳辐射量受地球运转的轨道参数控制. 根据Kepler第二定律(或角动量守恒定律), 相同时间内地球与太阳连线沿椭圆轨道扫过的面积相同:

$$r^2\mathrm{d}\lambda=\frac{2\pi}{T}a^2\sqrt{1-e^2}\mathrm{d}t, \tag{1}$$

式中, λ为从春分点逆时针方向至地球的天文经度(黄经), 将春分点作为黄经 0°的参考点, r 为地球与太阳的距离, T = 365.2422 d, 为地球绕太阳一周所用时间, a 表示椭圆轨道长半轴, e 为偏心率. 由公式(1)可知地球在轨道上运转微小角度所需时间为:

$$\mathrm{d}t=\frac{T}{2\pi}\frac{r^2}{a^2}\frac{1}{\sqrt{1-e^2}}\mathrm{d}\lambda=\frac{T}{2\pi}\frac{\rho^2}{\sqrt{1-e^2}}\mathrm{d}\lambda, \tag{2}$$

ρ 的计算公式为:

$$\rho=\frac{1-e^2}{1+e\cos\nu}=\frac{1-e^2}{1+e\cos(\lambda-\varpi)}, \tag{3}$$

式中, ν为近日点逆时针方向至地球的角度, ϖ 为近日点天文经度. 由式(2)和(3)可得地球绕太阳旋转一定天文经度所需时间T_d 为:

$$T_d=\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\frac{T}{2\pi}\frac{(1-e^2)^{3/2}}{(1+e\cos(\lambda-\varpi))^2}\mathrm{d}\lambda. \tag{4}$$

某一纬度日太阳辐射总量 W_d的计算公式为:

$$W_\mathrm{d}=S\frac{1}{\rho}f(\lambda,\varepsilon,\phi),$$

则地球绕太阳运行一段时间$[t_1,t_2]$或天文经度$[\lambda_1,\lambda_2]$内接受到的总太阳能量I_T为:

$$I_T=\int_{t_1(\lambda_1)}^{t_2(\lambda_2)}W_\mathrm{d}\mathrm{d}t=S\int_{t_1(\lambda_1)}^{t_2(\lambda_2)}\frac{1}{\rho}f(\lambda,\varepsilon,\phi)\mathrm{d}t=$$
$$S\int_{\lambda_1}^{\lambda_2}\frac{T}{2\pi}\frac{1}{\sqrt{1-e^2}}\frac{1}{\pi}(H_0\sin\phi\sin\delta+\cos\phi \tag{5}$$
$$\cos\delta\sin H_0)\mathrm{d}\lambda,$$

其中, ε为斜率, ϕ为纬度, $\sin\delta=\sin\varepsilon\sin\lambda$, $\cos H_0=-\tan\phi\tan\delta$, $S=24\times3600\times1365$ J/m^2. $[\lambda_1,\lambda_2]$时间范围内的平均太阳辐射量 I_a 为:

$$I_a=I_T/T_d. \tag{6}$$

由式(4)~(6)可以求出任意天文经度范围内地球运转所需时间, 任意纬度上的太阳辐射总能量和平均太阳辐射量.

1.3 频谱分析方法

对太阳辐射量和气候记录中的轨道周期演化采用演化谱(evolutive spectrum)和连续交叉频谱分析方法. 演化谱的基础是多窗口谱分析方法(multitaper method, MTM). 由于实际的时间序列都是有限长度的, 经典的傅里叶(Fourier)变换会使信号真实频段内的能量向外部泄漏而造成一些假象. 为了抑制这种频谱能量泄漏, 一般使用 Blackman-Tukey 加窗 Fourier 变换[17]. 但不足之处为这种变换只使用了一个窗口函数. 为了最大限度降低频谱中由于能量泄漏而造成的方差, 使频谱更平滑可信, 我们采用 MTM 方法[18], 将时间序列与正交窗口系相乘后得到一系列加窗时间序列, 这些时间序列的功率谱的加权平均值就是 MTM 谱分析的结果, 其中正交窗口系是离散长球序列(discrete prolate spheroidal sequences, DPSS)的子集, 是求解最小化能量泄漏变分方程的特征函数. MTM 的效果由带宽 $2pf_R$ 和窗口个数 k 控制. $f_R=1/(N\Delta t)$ 为 Rayleigh 频率, N 为时间序列的采样点总数, Δt 为采样间隔, $N\Delta t$ 代表了时间序列的长度. 可见 Rayleigh 频率由数据本身决定. p 是根据需要人为设定的整数. 以任意频率 f_0 为中心, $[f_0-pf_R, f_0+pf_R]$带宽范围外的能量泄漏可以被很好压制, 压制能量泄漏的代价是带宽范围的频谱被平滑, 分辨率降低. DPSS 窗口序列中, 只有前 $2p-1$ 个窗口对压制能量泄漏起作用, 因此 $k\leqslant 2p-1$. 参数 p, k 的选择是分辨率和信噪比的权衡, 窗口越多信噪比越高, 频谱越平滑, 但分辨率降低[19]. 当 $p=k=1$时, MTM 就蜕化为传统的 Blackmam-Tukey 方法. 如果时间序列足够长, 只取其中一段数据进行 MTM 分析, 将频谱对应到这段数据中点的时间, 按照一定的时间步长移动窗口, 就得到了不同时间的 MTM 频谱, 这就是具有时频信息的演化谱分析. 本文演化谱分析的参数设置为 $p=2$, $k=3$.

2 结果

2.1 SST 与δ^{18}O 谱分析结果

演化谱结果显示(图 2), ODP 806, 846 站的 SST 和δ^{18}O 在 0~5 Ma 具有显著的轨道周期, 但是不同周期成分的强度随时间变化的规律并不相同. 其中东太平洋 846 站δ^{18}O 中的斜率周期(41 kyr)在 0~5 Ma 最为显著和稳定, 强度明显高于岁差(19, 23 kyr)和偏心率(100, 400 kyr)周期. 在 3.7 Ma, δ^{18}O 中的 41 kyr 周期明显增强. 从 3 Ma 开始, 846 站的 SST 记录中 41 kyr 周期明显增强, 1.7 Ma 时进一步增强. 与之不同的是西太平洋 806 站 SST 中的 41 kyr 周期尽管在 0~5 Ma 都存在, 但其强度变化没有 846 站稳定, 呈现断续性增强和减弱的趋势. 岁差周期尽管在东西赤道太平洋的 SST 记录中存在, 但相对于斜率和偏心率周期, 其强度在 0~5 Ma 都显得异常微弱.

846 站δ^{18}O 记录中, 100 kyr 周期虽在 3 Ma 时有所加强, 但强度远比 41 kyr 周期弱. 约 1.2 Ma, δ^{18}O 记录中的 100 kyr 周期明显加强, 并在 0.75 Ma 时超过 41 kyr 周期成为主导周期, 但 41 kyr 周期强度并没有减弱. 东赤道太平洋 846 站 SST 记录中的 100 kyr 周期在约 3 Ma 时强度明显增强, 并在 0.8 Ma 时成为主导周期, 而 41 kyr 周期则逐渐减弱. 西赤道太平洋 806 站 SST 记录中的 100 kyr 周期近 5 Ma 以来都稳定存在, 并在 1.2 Ma 时有明显加强.

846 站 SST 3 Ma 时 41 和 100 kyr 周期强度的明显增强在时间上正好对应东赤道太平洋降温的开始和冰期、间冰期尺度上 SST 变化幅度的加大[8,9], 标志着热带太平洋东西不对称状态的形成. 图 3 显示 806 站与 846 站 SST 差异在 3 Ma(3.4~2.6 Ma)附近存在 2 个趋势突变点. 3.4~3.25 Ma 温度梯度基本保持稳定, 3.25~2.75 Ma 温度梯度有缓慢降低的趋势, 2.75 Ma 后东西太平洋温度梯度开始增大.

连续交叉频谱分析显示(图 4), 1 Ma 以来 806 站和 846 站 SST 记录中的主要轨道周期都高度相关, 并且相位也都基本一致, 说明东西太平洋温度变化在轨道尺度上是一致的.

2.2 太阳辐射量计算与频谱分析

我们利用式(4)~(6)计算了赤道地区(0°)的太阳辐射累积能量和平均辐射量. 图 5 显示年均太阳辐射量以斜率(41 kyr)周期为主, 偏心率(400, 100 kyr)周期较弱, 而岁差(19, 23 kyr)周期并不存在. 天文经

度 90°~270°, 即夏至点至冬至点的累积太阳辐射量也以斜率为主, 偏心率周期较弱, 岁差周期则不存在. 只有平均太阳辐射量才以岁差周期为主, 而斜率和偏心率周期则非常弱.

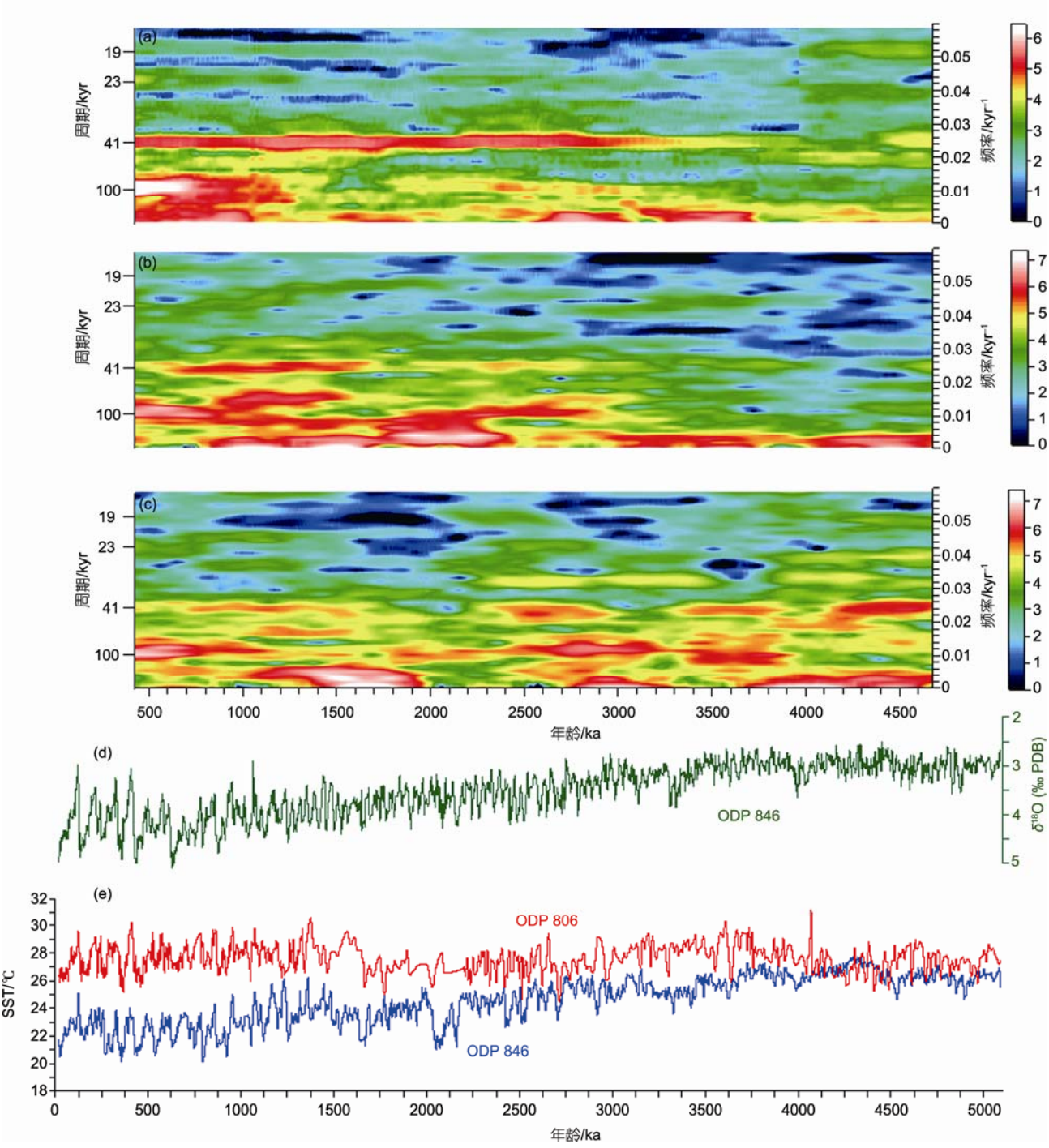

图 2 806 站和 846 站氧同位素和 SST 资料与演化谱分析结果

(a) 846 站氧同位素演化谱, (b) 846 站 SST 演化谱, (c) 806 站 SST 演化谱, (d) 846 站氧同位素, (e) 806 站和 846 站 SST. 演化谱计算参数设置为: p=2, k=3, 窗口长度 819.2 ka, 移动步长 5 ka

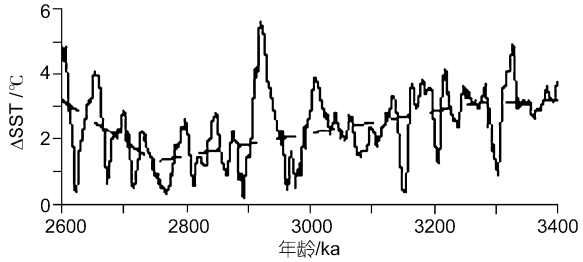

图 3　806 站与 846 站 SST 差异

虚线为拟合线性趋势

3　讨论

3.1　累积太阳辐射量与冰量和海表温度记录中的斜率周期

米兰科维奇理论认为，气候变化由太阳的辐射量控制，其中 65°夏季的太阳辐射是关键. 长期以来，研究者都采用日平均或月平均的太阳辐射量代表地表气候变化的外部驱动. 然而，无论是 Berger[14]还是 Loutre 等人[15]的太阳辐射计算方案，高纬和低纬的月平均太阳辐射量都是以岁差周期为主，斜率周期为次，区别在于高纬的斜率周期更强. 古气候学家也发现，晚更新世热带海区的生产力也是以岁差周期为主，斜率和偏心率周期为次[20~22]. 然而，我们的计算却表明，在长时间尺度上，无论是高纬的冰量变化(图 2(a))，还是热带海区的 SST 变化(图 2(b), (c))，均是以 41 kyr 的斜率周期为气候变化中的主导周期，岁差周期则显得异常微弱. 显然，用月平均的太阳辐射量来解释气候记录中的斜率周期产生了矛盾(如图 5)，出现了外部驱动和气候响应在主导周期变化上的错位.

由式(5)可知，累积太阳辐射能量 I_T 是纬度 ϕ，偏心率 e，斜率 ε 和天文经度 λ 的函数，并不包含岁差参数 ϖ，因此累积太阳辐射能量只有斜率和偏心率周期. 由式(4)可知，地球经过天文经度[λ_1，λ_2]所需时间 T_d 是岁差和偏心率的函数，由于偏心率变化幅度很小，T_d 以岁差周期为主. 平均太阳辐射量是累积太阳辐射能量与时间的比值，理论上应同时具有岁差，斜率和偏心率周期. 计算结果显示大部分地区平均太阳辐射量以岁差周期为主(图 5(e))，只有高纬地区冬季平均太阳辐射量才以 41 kyr 的斜率周期为主，但冬季辐射量的数值很小. 年平均太阳辐射量以 41 kyr 周期为主，并且不含岁差周期(图 5(d))，这是因为地球绕太阳旋转一周的时间恒定为 365.2422 天，即年平均太阳辐射量是太阳辐射总能量除以一个常数，所以年平均太阳辐射量的频谱与太阳辐射总能量的频谱相同. Loutre 等人[15]的计算显示南北半球年均太阳辐射量中 41 kyr 周期占据主导且具有对称性，以南、北纬 43°为界，向赤道方向与向两极方向的辐射量变化相位刚好相反，即赤道地区太阳辐射量增加时，两极地表辐射量减少，反之亦然.

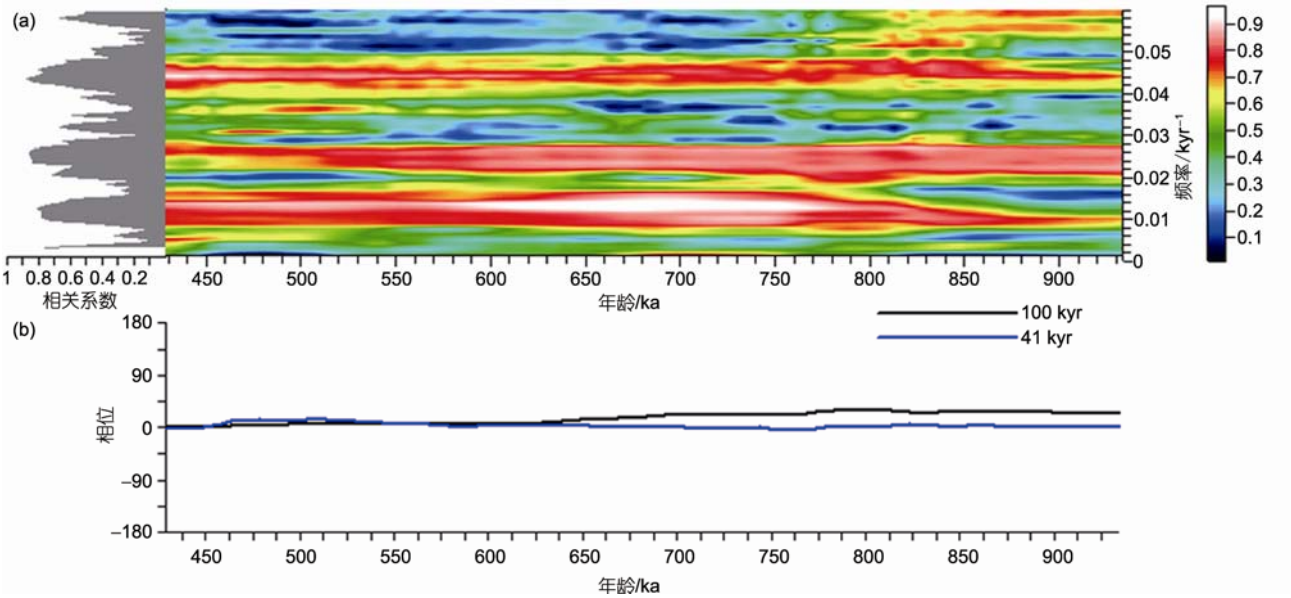

图 4　806 站与 846 站 SST 交叉频谱

(a) 相关系数谱, (b) 100 和 41 kyr 周期成分的相位差

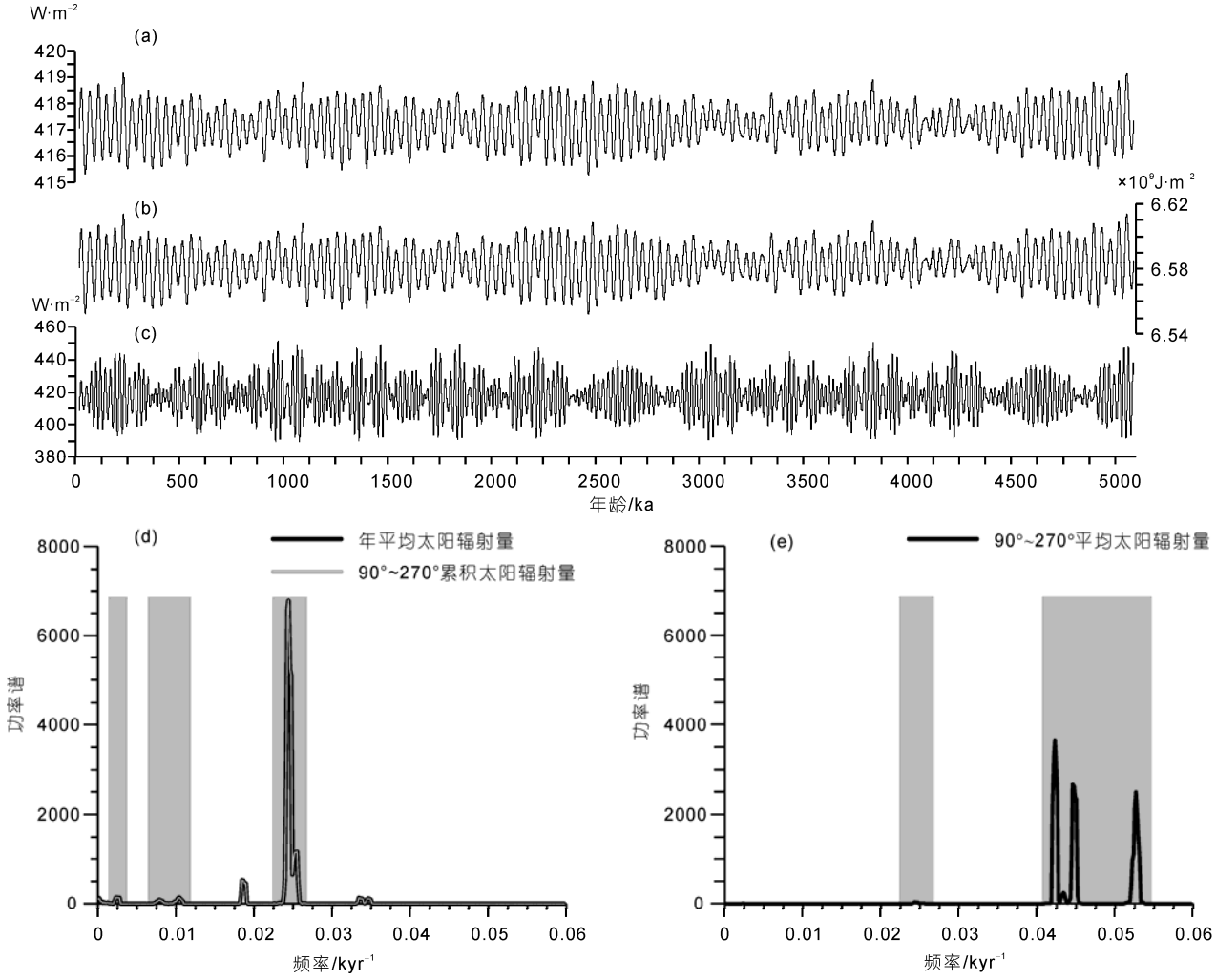

图 5 赤道太阳辐射量及其 MTM 频谱分析结果

(a) 赤道(0°)全年平均太阳辐射量, (b) 天文经度 90°~270°内累积太阳辐射量, (c) 天文经度 90°~270°内平均太阳辐射量, (d) 年平均太阳辐射量(a)和天文经度 90°~270°内累积太阳辐射量(b)的频谱, (e) 天文经度 90°~270°内累积太阳辐射量(c)的频谱. 阴影为岁差, 斜率, 偏心率周期对应频率

总之, 累积太阳辐射量和年均辐射量以斜率周期为主, 月均太阳辐射量除高纬冬季外以岁差周期为主. 因此, 太阳的累积辐射量或年均辐射量而非月平均辐射量才是气候变化的外部主导因素.

3.2 高纬太阳辐射、冰盖和赤道太平洋 SST 在斜率周期上的遥相关

由公式 5 可知, 高纬和低纬的全年累积太阳辐射或年均太阳辐射都以斜率周期为主, 而赤道太平洋 0~5 Ma 的 SST 记录也以 41 kyr 的斜率周期为主. 作为外部驱动力, 高纬和低纬的太阳辐射谁更加直接的控制赤道太平洋 SST 在斜率周期上的变化?

我们以东太平洋 846 站的 SST 记录为例, 计算了它与 65°N 和 0°(赤道)的年平均太阳辐射量的连续交叉频谱(图 6). 结果显示, 846 站 SST 与 65°N 年均太阳辐射量在 41 kyr 的斜率周期上具有很好的相关性, 相关系数显示出异常强而且变化稳定的 41 kyr 斜率周期(图 6(a)). 不仅如此, 斜率周期上两者的相位差为正(图 6(b)), 表示 65°N 太阳辐射量的变化在前、SST 的变化在后, 这符合外部驱动与气候响应的基本原理. 在 0~5 Ma, 两者的相位差基本在 45°左右, 只在 3.5~2.9 Ma 有一些不大的波动, 总体上稳定. 然而, 在斜率周期上, 尽管 0°太阳累积辐射量与 SST 表现出强相关性, 它们之间的相位差却为负值, 据此说明 SST 的变化在前、太阳辐射的变化在后的关系, 这种

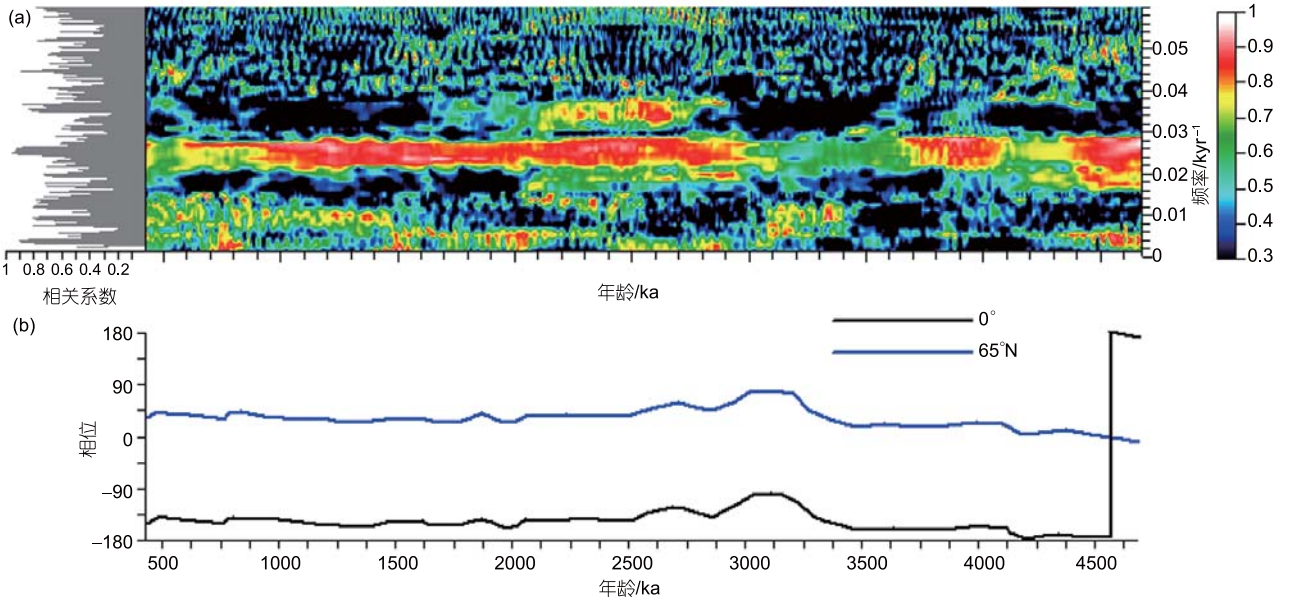

图 6　846 站 SST 与 0°和 65°N 年平均太阳辐射量交叉频谱

(a) 846 站 SST 与 65°N 平均太阳辐射量相关系数谱, (b) SST 中 41 kyr 周期成分与 0°和 65° N 年平均太阳辐射量的相位关系

关系显然不符合外部驱动与气候响应的基本原理. 由此, 我们推论, 影响斜率周期上赤道太平洋 SST 变化的外部强迫应是北半球高纬地区的累积太阳辐射量.

高纬地区夏季累积太阳辐射量是冰盖变化的主要驱动力[23]. Nisancioglu[24]的数值模拟结果也支持高纬太阳辐射量对冰盖变化的主要控制作用. Fedorov 等人[25]进一步推论, 当斜率增大时, 高纬地区的年均太阳辐射量随之增加, 导致海洋向大气释放的热量降低, 大洋环流减弱, 东太平洋温跃层深度变深, 东太平洋上升流区的 SST 升高; 反之, 当斜率减小时, 高纬地区的年均太阳辐射量减小, 东太平洋上升流区的 SST 降低. 高纬太阳辐射、冰盖变化和赤道太平洋的 SST 在斜率周期上的相关性反映了高纬与低纬气候变化的遥相关性.

3.3　轨道尺度上东西赤道太平洋 SST 变化的相似性

ODP846, 806 站 SST 记录显示, 2.75 Ma 之后东西赤道太平洋的 SST 梯度显著加大(图 3). 然而, 在轨道尺度上, 3 Ma 之后, 东西赤道太平洋 SST 记录中的轨道周期却没有体现出这种差异性. 演化谱分析结果显示(图 2), 3 Ma 之前 846 站 SST 记录中的 41 kyr 斜率周期和 100 kyr 偏心率周期成分不显著, 与同时期的 806 站 SST 记录形成鲜明反差; 3 Ma 之后, 两个站位的 SST 记录都显示出很强的 41 和 100 kyr 周期, 体现出轨道尺度上两者变化的一致性.

约 3 Ma 以来东西赤道太平洋 SST 梯度的逐渐增大与晚上新世北极冰盖的扩张以及全球持续变冷有关[10]. 温度梯度的加大引起沃克(Walker)环流增强, 使得东太平洋的上升流活动持续增强, 并导致东太平洋的温跃层持续变浅, 进一步加大了东西赤道太平洋的 SST 梯度. 在这种正反馈机制的影响下, 至 1.6 Ma, 赤道太平洋的气候由持久的 El Niño 状态过渡到现代气候状态[8], 形成东西赤道太平洋 SST 分布与温跃层深度的不对称格局.

现代观测发现, 厄尔尼诺或拉尼娜现象发生时, 东西赤道太平洋的 SST 和温跃层深度呈“跷跷板”式的变化, 即一边变冷或温跃层变浅时, 另一边必定变暖、温跃层变深, 呈现截然相反的趋势. 但在轨道尺度上, 我们的分析发现, 3 Ma 之后, 东赤道太平洋 846 站和西赤道太平洋 806 站的 SST 在显著的斜率和偏心率周期以及较弱的岁差周期上均表现出相似的变化规律(图 2). 846 站与 806 站 SST 记录的连续交叉频谱也表明, 两者在 41 和 100 kyr 的周期上具有很好的相关性(图 4(a)); 不仅如此, 它们在 41 和 100 kyr 周期上的相位差也表现出异常的稳定性(图 4(b)). 谱分析的结果与 SST 记录一致, 即上新世至更新世东西赤道太平洋的 SST 变化具有相似的冰期、间冰

期旋回(图 2(e)), 尽管在幅度上有所差异, 但在时间上却表现出异常的相似性, 我们推测, 晚上新世以来, 在轨道尺度上, 东西太平洋温跃层深度的变化也可能是整体垂直方向上的同步运动.

3.4 晚上新世(~3 Ma)的气候转型机制

3 Ma 左右, 东西赤道太平洋 SST 梯度的明显加大和 SST 记录中斜率和偏心率周期强度的变化揭示了一次重大的气候转型. 这一次转型与同时期北极冰盖的扩张和全球的持续变冷相关. 从外部驱动上看, 斜率的振幅在 3 Ma 开始持续变大直至 2.5 Ma, 相对 3 Ma 时的斜率振幅, 较大的斜率振幅则一直延续到现在. 较大的斜率振幅造成较冷的北半球夏季, 有助于赤道太平洋的 SST 持续降温和高纬冰盖的形成[26]. 因此, 斜率振幅的变化应是此次气候转型的外部驱动因素. 其次, 冰盖的增长需要水汽的供应. 巴拿马地峡在晚上新世的关闭增强了大洋温盐环流[27~29], 加速了热带地区的水汽向高纬输送, 从而促进了北极冰盖的扩张. 山脉的隆升如青藏高原的抬升会在很大程度上改变大气的环流格局, 从而影响水汽和热量从低纬向高纬的传送. 然而, 数值模拟结果[5]说明, 在大气的 CO_2 浓度降低到一定的数值之前, 由构造运动引起的海道关闭或高原的抬升都无法单独驱动全球的持续变冷, 大气 CO_2 浓度的变化在全球的气候变化中所起的作用至关重要. 我们对赤道太平洋 0~5 Ma 底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 和 SST 记录所做的分析结果说明, 地球轨道参数的变化才是这一气候转型事件的外部驱动因素, 海道关闭和高原抬升引起的海洋大气环流变化则是这一气候转型事件的地内因素, 洋盆中有机碳的埋藏[30]和高原抬升引起的硅酸岩风化剥蚀作用消耗掉大气中大量的 CO_2[31], 这一过程减弱了“温室效应”的作用, 作为一种反馈效应使得全球气候自早新生代以来进一步变冷[1].

4 结论

(1) 晚上新世以来, 赤道太平洋的 SST 和全球冰量变化以 41 kyr 的斜率周期为主. 由于累积太阳辐射量和年均辐射量以斜率周期为主, 月均太阳辐射量除高纬冬季外以岁差周期为主, 因此, 太阳的累积辐射量或年均辐射量而非日平均或月平均辐射量才是气候变化的外部主导因素.

(2) 影响斜率周期上赤道太平洋 SST 变化的外部强迫应是北半球高纬而非低纬地区的累积太阳辐射量. 高纬太阳辐射、冰盖变化和赤道太平洋的 SST 在斜率周期上的相关性反映了高纬与低纬气候变化的遥相关性.

(3) 3 Ma 之后, 东西赤道太平洋的 SST 在显著的斜率和偏心率周期以及较弱的岁差周期上均表现出相似的变化规律. 上新世至更新世东西赤道太平洋的 SST 变化具有相似的冰期、间冰期旋回, 尽管在幅度上有所差异, 但在时间上却表现出异常的相似性, 我们推测, 晚上新世以来, 在轨道尺度上, 东西太平洋温跃层深度的变化也可能是整体垂直方向上的同步运动.

(4) 3 Ma 左右, 东西赤道太平洋 SST 梯度的明显加大和 SST 记录中斜率和偏心率周期强度的变化揭示了一次重大的气候转型, 地球轨道参数的变化是 3 Ma 气候转型事件的外部驱动因素, 大气中 CO_2 变化产生的反馈效应使得全球气候自早新生代以来进一步变冷.

致谢 论文撰写过程中得到了叶黎明博士的帮助与启发. 两位审稿人对论文细致的评审和建设性的修改意见使本论文进一步完善, 在此表示衷心的感谢!

参考文献

1. Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 2001, 292: 686—693[doi]
2. Dowsett H, Barron J, Poore R. Middle Pliocene sea surface temperatures: A Global reconstruction. Mar Micropaleontol, 1996, 27: 13—25[doi]
3. Robinson M M, Dowsett H J, Dwyer G S, et al. Reevaluation of Mid-Pliocene North Atlantic sea surface temperatures. Paleocean-

ography, 2008, 23 [doi]
4. Haywood A M, Valdes P J, Sellwood B W. Global scale palaeoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM: Initial results. Glob Planet Change, 2000, 25: 239—256[doi]
5. Lunt D J, Foster G L, Haywood A M, et al. Late Pliocene Greenland glaciation controlled by a decline in atmospheric CO_2 level. Nature, 2008, 454: 1102—1106[doi]
6. Shackleton N J, Backman J, Zimmerman H, et al. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic. Nature, 1984, 307: 620—623[doi]
7. Haug G H, Sigman D M, Tiedemann R, et al. Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean. Nature, 1999, 401: 779—782[doi]
8. Wara M W, Ravelo A C, Delaney M L. Permanent El Niño-like conditions during the Pliocene warm period. Science, 2005, 309: 758—761[doi]
9. Lawrence K T, Liu Z H, Herbert T D. Evolution of the eastern tropical Pacific through Plio-Pleistocene glaciation. Science, 2006, 312: 79—83[doi]
10. Ravelo A C, Andreasen D H, Lyle M, et al. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch. Nature, 2004, 429: 263—267[doi]
11. Molnar P, Cane M A. El Niño's tropical climate and teleconnections as a blueprint for pre-Ice Age climates. Paleoceanography, 2002, 17, [doi]
12. Philander S G, Fedorov A V. Role of tropics in changing the response to Milankovich forcing some three million years ago. Paleoceanography, 2003, 18 [doi]
13. Medina-Elizalde M, Lea D W. The mid-Pliocene transition in the tropical Pacific. Science, 2005, 310: 1009—1012[doi]
14. Berger A. Long-term variation of daily insolation and Quaternary climate changes. J Clim Atmos Sci, 1978, 35: 2362—2367[doi]
15. Loutre M F, Paillard D, Vimeux F, et al. Does mean annual insolation have the potential to change the climate? Earth Planet Sci Lett, 2004, 221: 1—14[doi]
16. Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy Astrophys, 2004, 428: 261—285[doi]
17. Blackman R B, Tukey J W. The Measurement of Power Spectra from the Point of View of Communication Engineering. New York: Dover, 1958
18. Thomson D J. Spectrum estimation and harmonic analysis. Proceedings of the IEEE, 1982, 79: 1055—1096
19. Ghil M, Allen M R, Dettinger M D, et al. Advanced spectral methods for climate time series. Rev Geophys, 2002, 40 [doi]
20. Mclntyre A, Molfino B. Forcing of Atlantic equatorial and subpolar millennial cycles by precession. Science, 1996, 274: 1867—1870[doi]
21. Beaufort L, Lancelot Y, Camberlin P, et al. Insolation cycles as a major control equatorial Indian Ocean primary production. Science, 1997, 278: 1451—1454[doi]
22. Beaufort L, de Garidel-Thoron T, Mix A C, et al. ENSO-like forcing on oceanic primary production during the Late Pleistocene. Science, 2001, 293: 2440—2444[doi]
23. Huybers P. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. Science, 2006, 313: 508—511[doi]
24. Nisancioglu K H. Modeling the impact of atmospheric moisture transport on global ice volume. PhD Thesis, MIT, 2004
25. Fedorov A V, Dekens P S, McCarthy M, et al. The Pliocene paradox (Mechanisms for a permanent El Niño). Science, 2006, 312: 1485—1489[doi]
26. Imbrie J, Boyle E A, Clemens S C, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles 1. Linear responses to Milankovitch Forcing. Paleoceanography, 1992, 7: 701—738[doi]
27. Haug G H, Tiedemann R. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. Nature, 1998, 393: 673—676[doi]
28. Driscoll N W, Haug G H. A short circuit in thermohatine circutation: A cause for Northern Hemisphere glaciation? Science, 1998, 282: 436—438[doi]
29. Haug G H, Ganopolski A, Sigman D M, et al. North Pacific seasonality and the glaciation of North America 2.7 million years ago. Nature, 2005, 433: 821—825[doi]
30. Vincent E, Berger W H. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. In: Sundquist E T, Broecker W S, eds. The Carbon Cycle and Atmospheric CO_2: Natural Variations Archean to Present. Washington D C: Amer Geophys Union Geophys Monogr, 1985, 32: 455—468
31. Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. Nature, 1992, 359: 117—122[doi]