

第四纪冰期循环 40 ka 周期的一种解释以及模拟尝试

李 南 陈 星*

(南京大学大气科学系, 南京 210093. * 联系人, E-mail: xchen@nju.edu.cn)

摘要 越来越多的资料证实, 从第四纪和第三纪晚期到大约 900 ka 前的中更新世转变前(MPT, mid-Pleistocene transition), 北半球冰期变化周期为 40 ka, MPT 之后转变为 100 ka. 一般作为外强迫来解释冰期间冰期循环的北半球中高纬度夏季太阳辐射变化是由地球轨道进动控制的, 但其主要周期是 20 ka, 这和实际的冰期间冰期循环的周期不相符. 定义了一个能量指标 C 和响应阈值 C_t , 前者表示外部辐射能量的供给大小, 后者代表了气候系统的整体响应. C 与 C_t 的大小关系决定冰原融化或者积累, 控制间冰期的开始和结束的时间, 并决定冰期循环的周期. 基于能量阈值假设, 从一个概念模式出发对冰期循环周期和控制因子进行了模拟试验. 结果显示, 能量指标 C 和阈值 C_t 不仅能够解释中更新世转变之前冰期的 40 ka 周期变化, 也能够部分地解释 MPT 之后冰期的准 100 ka 周期变化, 其中 40 ka 是冰期循环的基本周期, 从而揭示了 MPT 前后气候系统变化和周期演变的内在连续性.

关键词 第四纪冰期 “Milankovitch”理论 太阳辐射强迫 40 ka 周期

从 19 世纪开始, 许多科学家就意识到地球轨道参数变化引起的太阳辐射量的长期变化是导致地球冰期间冰期循环的一个重要因素^[1~3]. 20 世纪初, 南斯拉夫科学家 Milankovitch 精确地计算了天文地球轨道参数, 阐述了太阳辐射变化与冰期循环的关系, 从而形成了“Milankovitch”理论^[4]. 其后随着深海勘探技术的发展, 经过频谱分析的深海氧同位素资料清楚地显示了冰期循环的周期都是与地球轨道参数的变化周期(19, 23, 41, 100 ka)相对应的^[5~7], 因此证明了地球轨道参数(偏心率, 黄赤交角和进动)对于冰期间冰期循环起着决定性作用.

随着大量时间更长质量更高的氧同位素记录的获取, 人们发现在过去很长一段时间里北半球冰期循环的 40 ka 周期是最主要的, 而 100 和 20 ka 周期是次要的. Raymo 和 Nisancioglu^[8]针对深海钻孔 DSDP607 站点, 用古地磁方法得到了不受天文轨道参数调谐影响的时间尺度并对 $\delta^{18}\text{O}$ 资料进行了谱分析, 发现在大约 0.8 Ma 以前, 冰原体积变化的主要周期是 40 ka, 而 100 ka 的周期只是在 0.8 Ma 之后才出现. 此外, 能量谱中 40 ka 周期居于主要地位, 23 ka 的进动周期和 100 ka 的偏心率周期都很小. 不仅是 DSDP607, 由古地磁记录或轨道调谐方法获得的其他站点的 $\delta^{18}\text{O}$ 能量谱也都存在相似的特征. Lisiecki 和 Raymo^[9]对分布在大西洋、太平洋以及印度洋不同

位置和深度、时间最早可上溯到 5.3 Ma 前的 57 个站点深海氧同位素进行整理对比分析后也发现, 40 ka 周期是非常明显和连续的, 而 23 ka 的周期是十分微弱的. 取自南极 Vostok 冰芯的氩^[10,11]和根据浮游生物有孔虫和烯酮测量得到的北大西洋海表面温度^[12,13]也证实了 40 ka 周期的突出地位. 由此可见, “40 ka 问题”是十分重要和值得探讨的.

迄今为止, 很多研究工作试图解释和模拟“100 ka 问题”, 但针对 40 ka 周期问题的研究十分有限. Raymo 和 Nisancioglu^[8]提出夏季高低纬度之间的辐射梯度是驱动冰期循环并产生 40 ka 周期的原因. Loutre 等人^[14]也提出以年平均辐射及其梯度作为外强迫来解释 40 ka 周期. 他们指出, 黄赤交角决定了高低纬度之间的热量差异, 控制大气纬向平均热量、水汽和潜热的径向输送, 从而在 Milankovitch 时间尺度上影响高纬度地区气候和冰原体积的变化. 但是, 一些用模式研究辐射梯度作用的研究人员发现, 对于冰期的质量平衡, 局地辐射是比辐射梯度更重要的控制因子^[15]. 因为虽然辐射梯度避免了使用单一敏感区的辐射来解释触发机制^[16], 但是它的实际作用机制并不清楚.

长时间以来, 诸多学者按照“Milankovitch”理论将北半球夏季中高纬度局地的太阳辐射强度作为外部强迫来解释冰期间冰期循环的周期变化^[17]. 一方

面将这种局地的辐射强度作为外强迫有其合理性,它确实与冰期循环存在一定的关系.因为夏季辐射减小使得冰雪长期不易融化,进而在反照率与温度的正反馈作用下触发冰期的开始.同时冷夏通常伴随着暖冬,暖冬的温度-水汽反馈作用有利于冬季冰雪的积累.这两者共同作用可以作为夏季辐射强度外强迫的一个符合逻辑和物理机制的解释^[18].另外, SPECMAP 年代序列中冰期循环的终止线也和北纬 65°夏季的太阳辐射强度密切相关^[19,20](唯一的例外发生在 12 阶段到 11 阶段的转变,这时北纬 65°夏季太阳辐射强度较小,即所谓的 11 阶段问题^[20,21]),这一结论已经得到放射性方法^[22]和其他定年模式^[9]的有力支持.另一方面,由于北半球中高纬度夏季太阳辐射强度主要受轨道进动控制,其周期主要位于与进动周期有关的 23 和 19 ka 时间域.如果气候系统和冰原体积变化对中高纬度夏季太阳辐射强度的响应是线性的,那么各种气候记录中应该有很强的 20 ka 周期特征,但在实际的资料记录中并没有发现这样的信号^[23,24].因此基于高纬度局地辐射强迫的简单模式存在缺陷,必须考虑其他响应机制才可能合理地解释实际的冰期循环周期,比如复杂的反照率机制^[25]、海冰机制^[26~28]、二氧化碳机制^[26,29]等.但是,如果模式中包含了太多非辐射响应机制和参数,又可能使得这些复杂机制作用本身难以验证,同时太阳辐射外强迫作用也成了次要因素,从而难以确定其是否与真实的气候系统及其响应过程相符合.

北半球中高纬度夏季太阳辐射强度是一个重要的外强迫因子,同时季节的长度也是应该考虑的因素^[17,30].本文提出冰期循环是受外辐射强迫 C 的控制,能量 C 是综合考虑了辐射强度和辐射时间后计算得到的辐射能量.气候系统对辐射外强迫的状态响应由能量阈值 C_t 表征,它确定间冰期的开始和结束.当 C 大于 C_t 时,冰原融化,气候进入间冰期状态;当 C 小于 C_t 时,冰原增长,气候进入冰期状态.本文基于该思想建立了一个理论模式,该模式可以较好地解释包括第四纪在内的过去 2600 ka 的冰期循环及其周期.用该模式进行的初步试验结果显示模拟得到的间冰期的起迄时间与实际资料基本吻合.本文使用的 ODP677 站点 2600 ka 来的深海氧同位素资料及其定年模式^[31,32]也得到了最新 LR04 定年模式的验证^[9].

1 冰期循环的 40 ka 和准 100 ka 周期

根据深海氧同位素的记录,北半球大陆冰原大

约在 2.7Ma BP 前后形成^[33].约 1000 ka 前冰期循环的周期发生了变化^[34~36],这次变化称为中更新世转变(MPT, mid-Pleistocene transition).在 MPT 之前,冰期循环周期为 40 ka,与黄赤交角的变化周期相吻合;而在 MPT 之后,周期转变为约 100 ka,这和轨道偏心率的周期相对应.但是,轨道偏心率的微小变化所产生的直接辐射强迫并不足以产生显著的气候变化^[20].另外,100 ka 周期只出现在过去大约 1000 ka 中,在这样短的时间内难以对其进行严格有效的时序序列和周期分析^[37].

如图 1 所示,1000 ka 来 ODP677 站点 $\delta^{18}\text{O}$ 资料^[31]的傅里叶变换时频分析^[38]结果表明,“100 ka 周期”并不是严格的 100 ka 周期,而是在大约 80~120 ka 之间变化的“准 100 ka”周期,与此同时 40 ka 周期依然存在. Raymo^[22]的结果也证实了这一点.从 2600 ka 以来的 ODP677 站点 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素短时傅里叶时频分析结果可以看到整个时间域中一直存在着 40 ka 周期以及 MPT 之后出现的准 100 ka 周期,而 23 ka 周期在整个时间域中都很弱(图 2).能量谱表明,40 ka 周期最强并相当集中,而 100 ka 周期则存在于比较宽的范围中,因此所谓的“100 ka 周期”实际上应该是“准 100 ka 周期”.

2 控制冰期循环的辐射能量 C 和 40 ka 周期

如前所述,北半球夏季的辐射强度是控制冰原融化和冰期循环的因子之一;此外,冰原的积累和消融是与季节密切相关的.根据已有的发现,地质史上绝大部分冰原变化主要出现在北半球.因此北半球的夏季是冰原消融的季节,而冬季是冰原增长的季节,冰原的增长期和消融期,即气候态是处于冰期还是间冰期取决于消融和增长作用的相对大小.影响冰原消融的因素有 2 个:一是传统上作为外强迫的北半球夏季中高纬度的太阳辐射强度,太阳辐射越强,单位时间供给的能量越多;二是夏季的持续时间,夏季持续时间越长,能量供给越多.影响冰原增长的因素也有 2 个,即冬季的辐射强度和持续时间,单位时间的冬季辐射量越多,引起的蒸发降水越多,冰原增长得越快;冬季的持续时间越长,冰原增长得越多.综上所述,决定冰原增长期或消融期的物理量可以定义为

$$C = I_s \cdot t_s - I_w \cdot t_w, \quad (1)$$

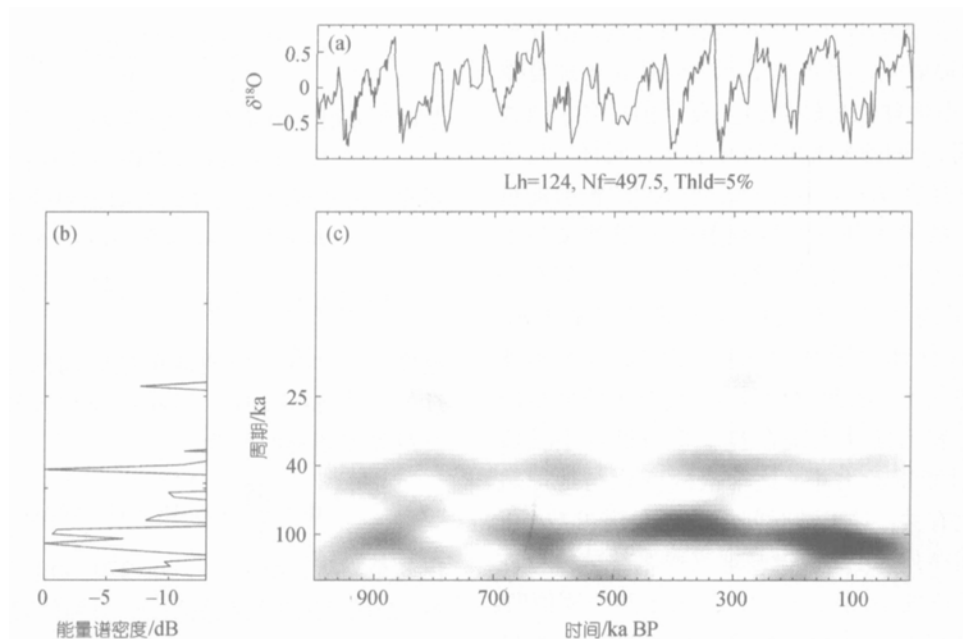


图 1 1000 ka 以来 ODP677 站点 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素的短时傅里叶时频分析

时间序列已经插值到等距的 1 ka 间隔。(a) 归一化的 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列; (b) 时间序列对应的对数坐标的能量谱密度; (c) 时间序列对应的傅里叶时频分析图。图中 Lh 表示时频分析所采用的窗函数大小的一半, Nf 表示 Nyquist 采样频率, Thld=5% 表示略去能量谱中 0.05 以下的成分。从时频分析图上可以看到 40 ka 周期存在于整个时间域, 在能量密度谱上 40 ka 周期对应的极大值以及 100 ka 周期附近频谱较宽的极大值很明显, 而 23 ka 周期对应的极大值却比较小

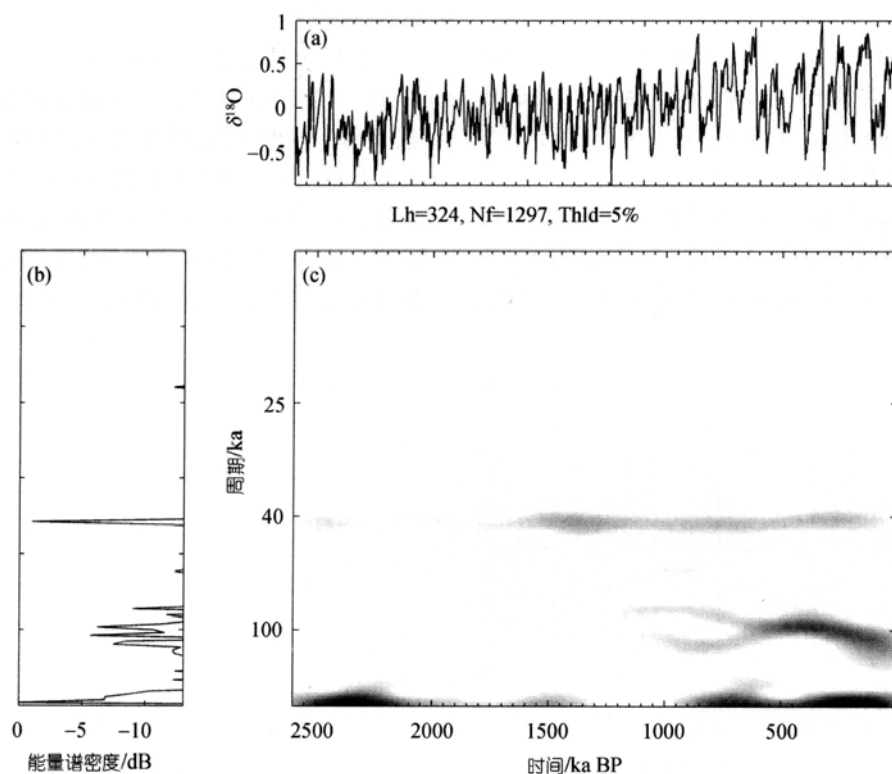


图 2 2600 ka 以来同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 的傅里叶时频分析图

(a) 归一化的 $\delta^{18}\text{O}$ 时间序列; (b) 时间序列对应的对数坐标的能量谱密度; (c) 时间序列对应的傅里叶时频分析图。可以看到 MPT 之前的 40 ka 周期和 MPT 开始后的准 100 ka 周期。值得注意的是, 在 MPT 之后 40 ka 周期仍然存在, 而 23 ka 周期在整个时间域中都很弱。在能量谱上, 40 ka 周期对应的极大值非常突出并且相当集中, 而 100 ka 周期对应的极大值分布于很宽的频谱范围中

其中, I_s 是北半球夏季中高纬度的辐射强度, 由夏至时北纬 65° 的辐射能量密度来表示. t_s 是北半球夏季的持续时间, 由地球在公转轨道上夏至前后各 15° (大约一个月时间) 之间运行的时间来表示. 同样, 北半球冬季的辐射强度 I_w 由冬至时北纬 65° 的辐射能量密度来表征, 虽然冬季高纬度辐射的气候意义尚不十分明确^[14]. 北半球冬季的持续时间 t_w 由地球在公转轨道上冬至前后各 15° 之间运行的时间来表示. $I_s \cdot t_s$ 表示可以使冰原融化的能量, 而 $I_w \cdot t_w$ 表示冰原增长期间的能量. 因此物理量 C 具有单位面积能量的量纲, 它表示地球系统在整个季节循环中接收到的外部辐射能量的大小. 这个值的变化与地球轨道参数的变化有关, 对于随时间变化的轨道参数, 可以计算出时间序列 $C(t)$. 假设地球气候系统整体存在阈值响应和对应的不同状态, 当 C 大于某个阈值时, 则表示辐射能量足以使得气候系统整体状态发生转换而进入间冰期, 冰原融化; 否则, 气候状态只能处于冰原自然增长的冰期.

根据地球公转轨道方程, 地球距太阳的距离 r 可由下式计算:

$$r = [a(1 - e^2)] \times (1 + e \cos \nu)^{-1}, \quad (2)$$

其中, a 是地球公转轨道的半长轴, e 是偏心率, ν 是真近日点角(true anomaly), 是由近日点起算逆时针到地球所在位置经过的角度.

地球轨道参数偏心率 e , 黄赤交角 o , 进动角 ω 可由 Laskar 等人^[39]提供的方法计算得到. 于是夏至时北纬 65° 太阳辐射强度可以表示为(假设太阳常数不变)

$$I_s \propto \frac{[1 + e \cos(270 - \omega)]^2}{[a(1 - e^2)]^2} \cdot \cos(65 - o), \quad (3)$$

考虑到 e 很小($0 \sim 0.06$), 忽略 e 的二阶项, 则有

$$I_s \propto [1 + 2e \cos(270 - \omega)] \cdot \cos(65 - o), \quad (4)$$

同样, 在冬至时北纬 65° 太阳辐射强度可以表示为

$$I_w \propto [1 + 2e \cos(90 - \omega)] \cdot \cos(65 + o). \quad (5)$$

根据万有引力定律, $G \frac{M_{\text{sun}}}{r^2} = \frac{V^2}{r}$, 地球的公转

速度 $V \propto 1/\sqrt{r}$, 而地球单位时间内在公转轨道上经过的距离 $dS \propto r d\nu$, 因此地球在公转轨道上运行单位距离需要的时间为

$$dt = \frac{dS}{V} = r^{\frac{3}{2}} d\nu \propto (1 + e \cos \nu)^{-\frac{3}{2}} d\nu, \quad (6)$$

在夏至附近, $dt \propto [1 + e \cos(270 - \omega)]^{-3/2} d\nu$, 对其前后各 15° 的范围进行数值积分, 得到代表夏季持续时间的特征量 t_s . 在冬至附近, $dt \propto [1 + e \cos(90 - \omega)]^{-3/2} d\nu$, 同样对其前后各 15° 的范围进行数值积分, 可得到冬季持续时间的特征量 t_w . 这样根据轨道参数计算得到 I_s , t_s , I_w , t_w 的时间序列, 其中 I_s 和 t_s 反位相, t_s 和 t_w 反位相.

根据上述公式计算得到的 I_s 和 C 的时间序列如图 3(a) 和图 4(a) 所示. 分别对它们做周期分析可以发现, 北纬 65° 夏至辐射强度 I_s 的周期主要集中在与进动有关的区域, 即 23 和 19 ka 周期, 而 41 ka 的周期很弱(图 3(b)), 同时由于受到偏心率明显的调幅作用^[40], 辐射强度的振幅变化较大. 而考虑了夏季和冬季时间作用后的 C 的 40 ka 周期显著增强, 成为最主

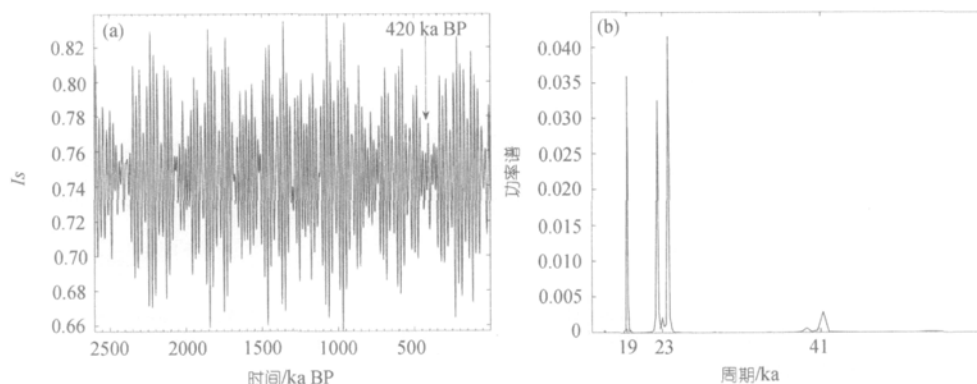


图3 由(4)式计算得到的 2600 ka 以来北纬 65° 夏至辐射强度 I_s 时间序列及其傅里叶功率谱

(a) 北纬 65° 夏至辐射强度 I_s 相对值的时间序列; (b) 北纬 65° 夏至辐射强度 I_s 的傅里叶功率谱. 可以看到, 传统上作为辐射强迫的北半球夏季中高纬度太阳辐射强度由于受进动控制, 其主要周期位于 23 和 19 ka, 而可以和冰期循环对应的 40 ka 周期信号却很弱

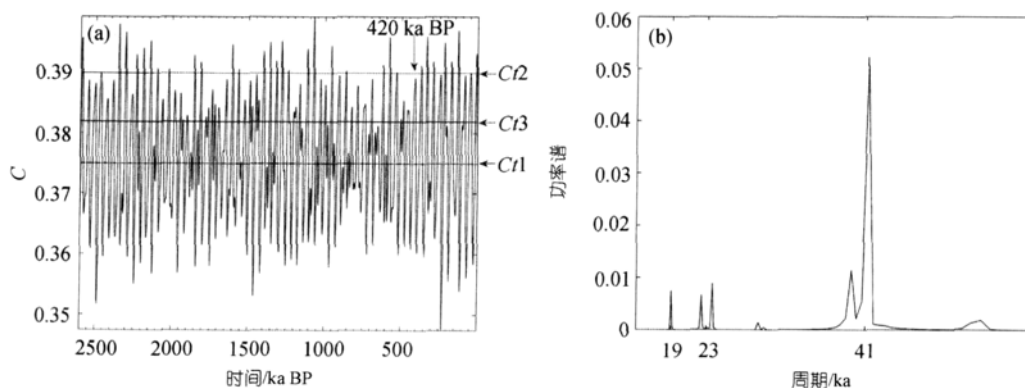


图 4 由(1)式计算得到的 2600 ka 以来能量 C 的时间序列及其傅里叶功率谱

(a) 能量 C 相对值的时间序列; (b) 能量 C 的傅里叶功率谱. 可以看到, 在辐射强度的基础上考虑了季节时间之后, C 的周期与黄赤交角的周期相吻合, 主要周期位于 40 ka

要的周期, 而且该辐射能量的振幅变化较小, 如图 4(a)和(b)所示.

由于与太阳辐射变化有关的进动总是与轨道偏心率联系在一起的, 北半球中高纬度夏季辐射强度极大时也是地球距离太阳最近时, 此时因地球公转速度较快, 夏季的时间偏短, 两者的作用相抵消, 进动的作用很小因而黄赤交角的效应就十分突出, 这正是能量 C 的主周期与黄赤交角变化周期一致的原因. 同样, “11 阶段问题”也可以用该假设来解释: 因为虽然在这个从冰期(12 阶段)到间冰期(11 阶段)的转变时期(大约 420 ka BP 附近)地球公转轨道十分接近圆形, 夏季太阳辐射强度 I_s 很小(图 3(a)), 按传统的观点不足以引发间冰期, 但是由于这时夏季的持续时间较长, 能量 C 并不小(图 4(a)), 因此可以触发间冰期的开始.

3 模式和敏感性试验

冰期和间冰期的不对称性^[28]表明, 气候系统在这两个时期对太阳辐射强迫的响应是不同的, 因此本文对冰期和间冰期两种气候态分别采用不同的模式进行模拟. 当能量 C 低于阈值 Ct 时, 气候状态处于冰期, 冰期中冰原体积由冰期模式模拟; 当能量 C 超过这个阈值 Ct 时, 则表示外部的能量强迫足够多, 气候由冰期进入间冰期, 间冰期中冰原体积的变化由间冰期模式模拟.

冰期冰原体积的增长采用 Ashkenazy 和 Tziperman^[28]的概念模式中的冰期模式:

$$\frac{dV}{dt} = p_0 - k_i V - S_0 - S_M I(t), \quad (7)$$

其中 p_0 是当冰原完全融化时(即 $V = 0$)的增长率, k_i 是冰原的增长率常数. $p_0 - k_i V$ 是不考虑太阳辐射时的增长率, 它符合温度和降水的反馈关系, 即当冰原增长后反照率增大, 使得温度降低, 从而使蒸发降水减少, 冰原的积累速度也减小. $S_0 + S_M I(t)$ 是夏季高纬度地区太阳辐射的融化作用, 其中 $I(t)$ 是北纬 65° 夏至时的归一化太阳辐射强度, S_M 是一个常数. 选择 $p_0 = 2.8$ (单位 $10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$), $k_i = 0.025$ (单位 ka^{-1}), $S_0 = 1.5$ (单位 $10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$), $S_M = 0.8$ (单位 $10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$), 这些参数接近文献[27, 28]中的取值. 冰原的增长是一个自然过程, 在假设没有太阳辐射和其他扰动强迫作用的情况下, 冰原的最终体积为 $p_0/k_i = 112 \times 10^6 \text{ km}^3$ (图 5), 这个值接近北半球陆地完全被冰川覆盖时的冰原体积(假设冰原的平均厚度为 1 km).

气候系统处于间冰期时冰原消融, 融化过程中产生的淡水^[41~43], 以及二氧化碳含量的变化和南半球海洋状况变化均可能对间冰期的启动和进程起重要作用^[26,44], 使得间冰期过程的物理机制和特征完全不同于冰期, 呈现出快速线性变化的特点. 间冰期冰原体积的变化采用如下模式模拟:

$$\frac{dV}{dt} = -k_d, \quad (8)$$

即冰原的融化速度是一个常数, 这是根据 $\delta^{18}\text{O}$ 同位素资料进行统计得到的近似规律. 根据 ODP677 站点的记录, 该融化速度在 MPT 之前约为 $1.5 \times 10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$ ($0.048 S_V$, $1 S_V = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), 在 MPT 之后约为 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$ ($0.079 S_V$). 当经过一段时间之后 C 低于 Ct 时, 冰原重新开始增长, 地球气候将进入下一个冰期.

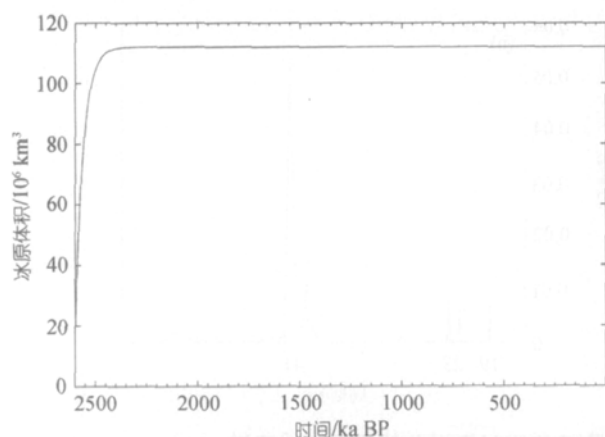


图5 $p_0=2.8 \times 10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$, $k_i=0.025 \text{ ka}^{-1}$, 不考虑太阳辐射强迫和其他扰动作用(包括海冰作用等)模式模拟的冰体积演化序列

冰原的增长是一个自然过程,在经过一段快速增长的时期后,气候将进入一个稳定的寒冷期(诸如一些远日行星和卫星)

对不同的阈值 C_t 进行敏感性模拟试验可以得到不同的模拟结果: () 阈值 C_t 的大小决定间冰期的开始时间和持续时间,此外能量 C 的幅值随时间发生的变化会影响不同时段冰期循环的周期; () 阈值 C_t 减小时,冰期的持续时间变短,冰体积近似于线性增长. 间冰期开始时间提前,持续时间变长,冰原的融化量增加,循环的周期变短,接近 40 ka,这和 MPT 之前的情况类似(图 6(a)); () 阈值 C_t 增大时,冰期的持续时间变长,冰原体积增长越来越缓慢,增长率呈指数形式减小;间冰期的开始时间推迟,持续时间缩短,循环的周期变长,可能出现大于 40 ka 的周期,这和 MPT 之后的情况有相同之处(图 6(b)); () 除阈值 C_t 之外,模式中的其他参数不影响间冰期的开始时间和持续时间,如 p_0 和 k_i 只能改变冰期冰原的增长速度和形式, k_d 只会改变间冰期冰原的融化速度. 所以只要阈值 C_t 确定,间冰期的开始和结束时间便随之确定. 由于能量 C 的振幅随时间的变化较小,因此只要阈值 C_t 在一定范围内,模拟得到的 40 ka 周期的冰期循环都是稳定的.

4 模拟结果和氧同位素资料的比较

深海沉积钻孔获得的化石有孔虫贝壳的碳酸盐中氧同位素成分记录了全球冰原体积或者海平面的长期变化. 这里以 ODP677 站点的 $\delta^{18}\text{O}$ 资料作为参考,与模式模拟得到的结果进行比较. 模式中的参数取值如前所述, $p_0 = 2.8 \times 10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$, $k_i = 0.025 \text{ ka}^{-1}$, $S_0 = 1.5 \times 10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$, $S_M = 0.8 \times 10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$, $k_d = 1.5$

$\times 10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$. 根据氧同位素资料指示的实际间冰期的持续时间,阈值 C_t 取 0.382(图 4(a)中 C_t3),这时模式模拟得到的冰期循环中冰原体积最大值和最小值分别接近 50×10^6 和 $5 \times 10^6 \text{ km}^3$,和由同位素方法推测的实际情况相符^[18,45].

4.1 MPT 之前的模拟结果和讨论

在 MPT 之前,模式的结果与实际资料非常吻合(图 7),尤其是关键的间冰期起迄时间较为接近. 模拟得到的间冰期都可以和氧同位素记录指示的间冰期相对应,稳定的 40 ka 周期也十分突出,但在 2500 ka 附近和 1800 ka 附近模拟的冰期起迄时间和冰原体积与氧同位素资料相差较大. 从 C 值的时频分析能量谱密度图上看,2500 ka 附近对应的是 40 ka 周期的极大值,而 1800 ka 附近对应的是 40 ka 周期的极小值,同时 20 ka 周期相对较强. 这一 40 ka 周期的不稳定现象可能与这两个时段气候系统的非线性响应相对较强有关.

模拟结果和实际资料所指示的 MPT 之前地球系统响应的线性特征是基本一致的,对当辐射能量超过阈值时气候由冰期向间冰期的转变过程的描述也是吻合的. 模式和实际资料得出的 40 ka 周期都是非常突出和稳定的.

4.2 MPT 之后的模拟结果和讨论

MPT 之后,气候系统对外强迫的阈值响应机制发生了变化,对同一阈值不同的响应和调整取代了 MPT 之前的一致响应. 因此冰期循环的周期也不再是一致的 40 ka,冰期积累的冰体积显著增加,与 MPT 之前的情况存在明显的不同. 模拟结果虽然与氧同位素资料差别较大,但是通过两者的比较分析可以发现,在 MPT 之后冰期循环 40 ka 周期的变化痕迹仍然可见(图 8(a)),实际资料指示的间冰期的发生时间正好与 2 个(~80 ka)或者 3 个(~120 ka)模拟间冰期的发生时间相一致.

从图 8(b)可以看到传统定义的循环终止线都可以对应模拟结果中的间冰期,而且在时间上基本吻合. 除此之外模式所得到的其他间冰期在实际资料上都有一定的体现,如 1, 4, 5, 9, 10, 11 在氧同位素资料图上比较短暂,2, 8, 12 非常短暂,3, 6, 7 则几乎无法分辨. 因此可以认为,在 MPT 之后,能量 C 仍然是气候系统的外辐射强迫. 与 MPT 之前不同的是,气候系统不再对阈值 C_t 做出一致的响应,有时响应

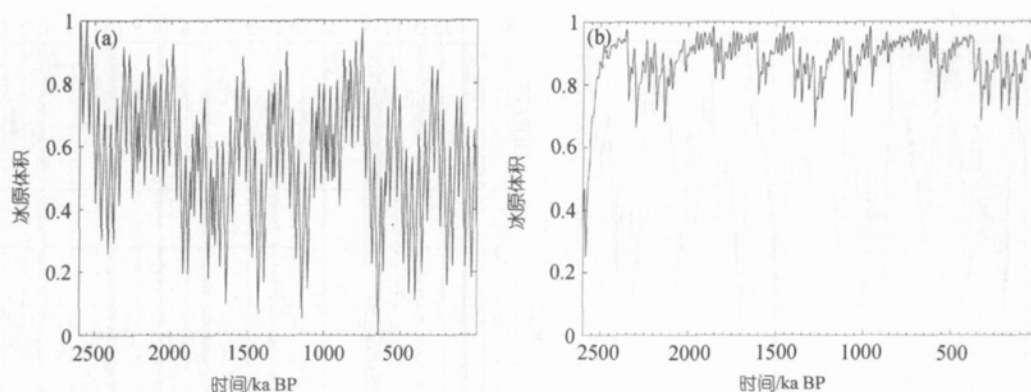


图 6 初始值 $V_0 = 20 \times 10^6 \text{ km}^3$, 不同阈值情况下模式模拟的冰原体积序列(已经过归一化处理)

(a) $C_t = 0.375$ (图 4(a)中 C_{t1}). 由于阈值 C_t 很小(接近能量 C 序列的平均值), 冰期持续时间较短, 间冰期持续时间较长, 因此冰期冰原的增长不能平衡间冰期冰原的消融, 于是经过一段时间的调整, 冰原体积的增长速度变大以补偿间冰期消融的损失. 循环的周期为 40 ka; (b) $C_t = 0.39$ (图 4(a)中 C_{t2}). 由于阈值 C_t 较大, 冰期持续时间较长, 间冰期持续时间较短, 因此冰期冰原的增长远大于间冰期冰原的消融, 于是经过一段时间的调整, 冰原体积增大到很大值后稳定, 这样冰原体积的增长速度减小以适应间冰期消融的损失. 冰期循环的周期较长并随时间变化

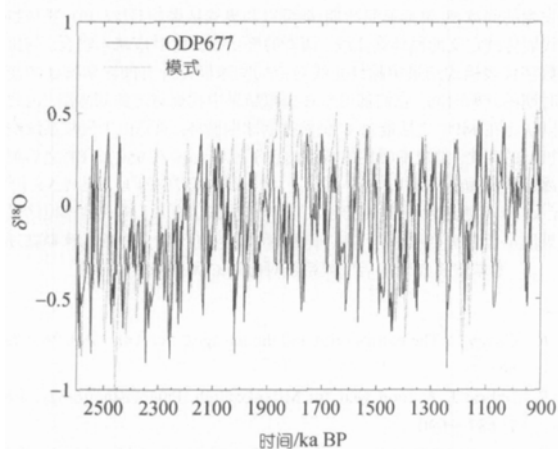


图 7 2600~900 ka BP 氧同位素资料(ODP677)和模式模拟结果的比较(两者都已经过归一化处理)

$\delta^{18}\text{O}$ 记录代表冰原体积的相对变化. 从对比结果来看, 模式较好地模拟出了这个时段内冰期循环的变化特征以及稳定的 40 ka 周期, 只是在 2500 和 1800 ka BP 附近差别较大

较弱, 造成间冰期的缩短, 有时响应较强, 出现持续时间长的间冰期. 因此, 40 ka 周期在 MPT 之后是隐含于气候的长期变化之中的, 由于气候系统自身响应机制的改变而使冰期循环周期转变为介乎 80~120 ka 之间的准 100 ka 周期, 恰好是 40 ka 的倍数, 而这正是 MPT 之后 40 ka 周期和准 100 ka 周期同时存在的原因.

如果在 950 ka BP 之后再加入冰体积阈值的限制, 即冰期的冰原体积必须达到一定程度以后间冰期才可以发生^[22,46,47], 这样就模拟得到在 MPT 之后

与实际资料比较吻合的结果, 如图 8(c)所示. 由于能量 C 的周期为 40 ka, 因此处于冰期增长中的冰原每 40 ka 就会遇到一次能量 C 的极大值, 这是间冰期开始的必要条件. 在这些极大值附近, 都有可能触发间冰期的开始. 在 MPT 之前, 这些能量极大值都触发了间冰期, 而在 MPT 之后, 只有当冰原体积达到一定值之后它们才会引发间冰期的开始, 这可能是由于冰原底部变化导致了冰原动力学和热力学性质的改变^[48,49]. 可以看出, 引入冰原体积阈值后, 模拟结果出现显著的准 100 ka 周期变化(图略). 这一现象可能间接证明了 100 ka“冰量周期”^[16]的作用, 反映了 MPT 之后地球系统对太阳辐射强迫的非线性响应.

5 结论

() 控制冰期和间冰期循环的外强迫因子是与冬夏季太阳辐射强度和季节持续时间都有关的辐射能量 C , 它具有总能量的量纲, 具有明确的能量意义. 地球气候系统存在某个阈值 C_t , 它代表气候系统对辐射强迫的整体响应. 当能量 C 超过阈值 C_t 时, 就会使得冰原大规模消融, 触发间冰期的开始; 当 C 低于 C_t 时, 间冰期就会结束.

() 冰期循环的基本周期是 40 ka 周期, 这是由能量 C 占主导地位的 40 ka 周期所决定的. 在 MPT 之前, 这个周期和冰期循环的周期吻合, 模拟结果也和氧同位素资料较为符合, 尤其是关键的间冰期的起迄时间非常一致.

() 在 MPT 之后, 气候系统对于能量 C 的响应变得复杂和非线性, 并不是在所有能量 C 超过阈值

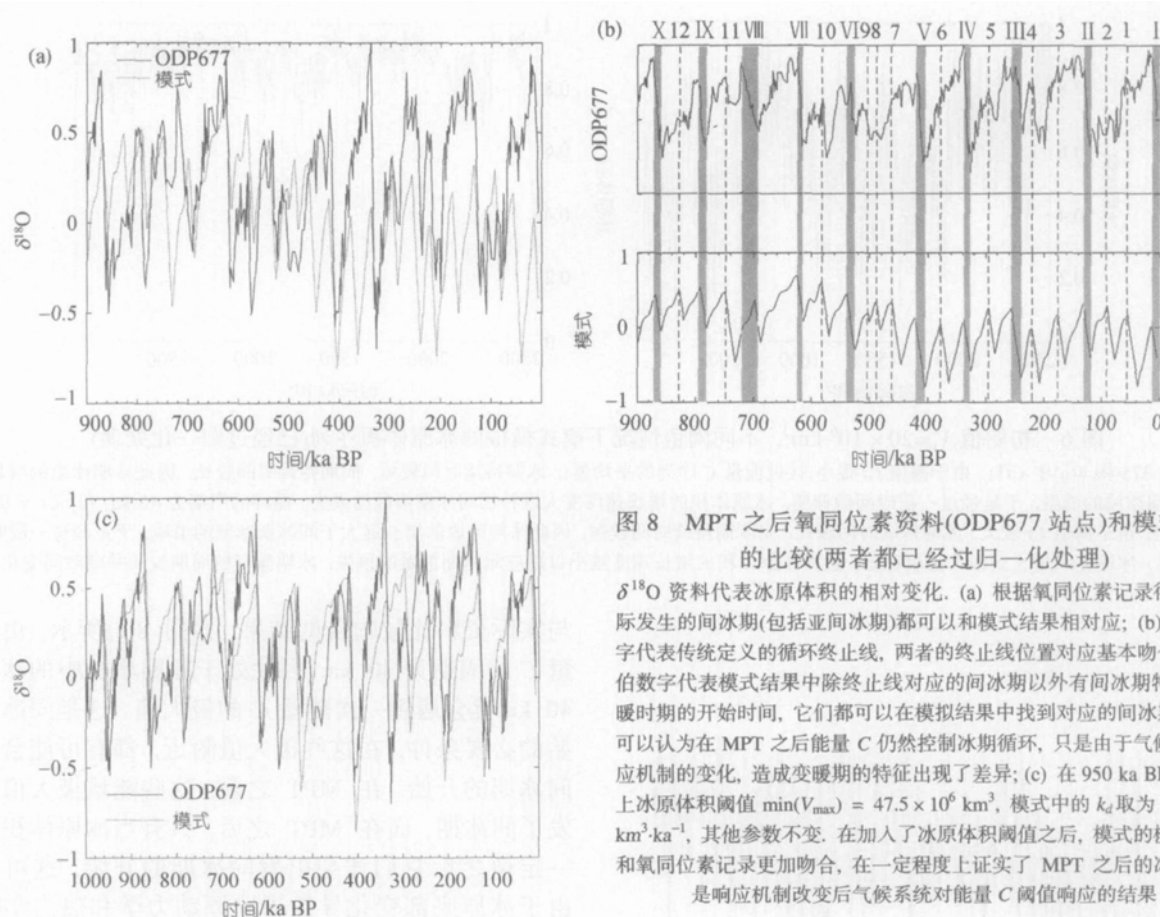


图8 MPT之后氧同位素资料(ODP677 站点)和模式结果的比较(两者都已经过归一化处理)

$\delta^{18}\text{O}$ 资料代表冰原体积的相对变化。(a) 根据氧同位素记录得到的实际发生的间冰期(包括亚间冰期)都可以和模式结果相对应;(b) 罗马数字代表传统定义的循环终止线, 两者的终止线位置对应基本吻合。阿拉伯数字代表模式结果中除终止线对应的间冰期以外有间冰期特征的变暖时期的开始时间, 它们都可以在模拟结果中找到对应的间冰期, 因此可以认为在 MPT 之后能量 C 仍然控制冰期循环, 只是由于气候系统响应机制的变化, 造成变暖期的特征出现了差异;(c) 在 950 ka BP 之后加上冰原体积阈值 $\min(V_{\text{max}}) = 47.5 \times 10^6 \text{ km}^3$, 模式中的 k_d 取为 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^3 \cdot \text{ka}^{-1}$, 其他参数不变。在加入了冰原体积阈值之后, 模式的模拟结果和氧同位素记录更加吻合, 在一定程度上证实了 MPT 之后的冰期循环是响应机制改变后气候系统对能量 C 阈值响应的结果

Ct 的时期内都出现类似的气候变暖期, 只有那些持续时间长的变暖期成为间冰期, 而其他的变暖期持续时间较短或者不明显, 但仍具有 40 ka 周期的特征。在 80~120 ka 范围内变化的准 100 ka 周期就是由间冰期和其他气候变暖期构成的, 这个范围恰好是 40 ka 周期的 2~3 倍。

致谢 感谢几位评审专家的宝贵意见和建议。

参 考 文 献

- Agassiz L. Upon glaciers, moraines, and erratic blocks: Address delivered at the opening of the Helvetic Natural History Society at Neuchatel. New Philos J Edinburgh, 1838, 24: 864—883
- Adhemar J A. Revolution de la mer, privately published. Paris, 1842
- Croll J. Climate and Time in Their Geological Relations: A Theory of Secular Changes of the Earth's Climate. New York: Appleton, 1875
- Milankovitch M. Kanon der Erdbestrahlung und Seine Anwendung auf das Eiszeiten-problem. Belgrade: Royal Serbian Academy, 1941. 132
- Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages. Science, 1976, 194: 1121—1132
- Covey C. The earth's orbit and the ice ages. Sci Am, 1990, 263: 58—66
- Imbrie J. A good year for Milankovitch. Paleoceanography, 1992, 7: 687—690
- Raymo M E, Nisancioglu K. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. Paleoceanography, 2003, 18, doi: 10.1029/2002PA000791
- Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. Paleoceanography, 2005, 20, doi: 10.1029/2004PA001071
- Vimeux F, Masson V, Delaygue J, et al. A 420000 year deuterium excess record from East Antarctica Information on past changes in the origin of precipitation at Vostok. J Geophys Res, 2001, 106: 31863—31874
- Stenni B, Masson V, Cattani O, et al. A late-glacial high-resolution site and source temperature record derived from the EPICA Dome C isotope records (East Antarctica). Earth Planet Sci Lett, 2003, 217: 183—195
- Cortijo E, Lehman S, Keigwin L, et al. Changes in meridional temperature and salinity gradients in the North Atlantic Ocean (30° to 72°N) during the Last Interglacial period. Paleoceanography, 1999, 14: 23—33
- Liu Z H, Herbert D. High-latitude influence on the eastern equatorial Pacific climate in the early Pleistocene epoch. Nature, 2004, 427: 720—723

- 14 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
- 15 Nisancioglu K. Modeling the Impact of Atmospheric Moisture Transport on Global ice Volume. Dissertation for the Doctoral Degree. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology, 2004. 1—4478
- 16 丁仲礼. 米兰科维奇冰期旋回理论: 挑战与机遇. *第四纪研究*, 2006, 26(5): 710—717
- 17 Paillard D. Glacial cycles: Toward a new paradigm. *Rev Geophys*, 2001, 39: 325—346
- 18 Hartmann D L. *Global Physical Climatology*. San Diego: Academic Press, 1994
- 19 Broecker W S. Terminations. In: Berger A, ed. *Milankovitch and Climate, Part 2*. Dordrecht: D Reidel Pub Co, 1984. 687—698
- 20 Imbrie J, Berger A, Boyle E A, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles, 2, the 100000 year cycle. *Paleoceanography*, 1993, 8: 699—735
- 21 Berger W H, Wefer G. On the dynamics of the ice ages: Stage-11 paradox, mid-Brunhes climate shift and 100ky cycle. In: Droxler A, Poore R, Burckle, L, eds. *Earth's Climate and Orbital Eccentricity: The Marine Isotope Stage 11 Question*. Washington: American Geophysical Union, 2003. 41—59
- 22 Raymo M E. The timing of major climate terminations. *Paleoceanography*, 1997, 12: 577—585
- 23 Calder N. Arithmetic of ice ages. *Nature*, 1974, 252: 216—218
- 24 Imbrie J. A good year for Milankovitch. *Paleoceanography*, 1992, 7: 687—690
- 25 Le-Treut H, Ghil M. Orbital forcing, climatic interactions, and glaciations cycles. *J Geophys Res*, 1983, 88: 5167—5190
- 26 Saltzman B, Sutera A. A model of the internal feedback system involved in late quaternary climatic variations. *J Atmosph Sci*, 1984, 41: 736—745
- 27 Tziperman E, Gildor H. On the mid-Pleistocene transition to 100 kyr glacial cycles and the asymmetry between glaciation and deglaciation times. *Paleoceanography*, 2003, 18, doi: 10.1029/2001-PA000627
- 28 Ashkenazy Y, Tziperman E. Are the 41 kyr glacial oscillations a linear response to Milankovitch forcing. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 1879—1890
- 29 Paillard D, Parrenin F. The Antarctic ice sheet and the triggering of deglaciations. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 227: 263—271
- 30 Peter H. Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. *Science*, 2006, 313: 508—511
- 31 Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans R Soc Edinb-Earth Sci*, 1990, 81: 251—261
- 32 Shackleton N J, Crowhurst S, Hagelberg T, et al. A new late Neogene time scale: Application to Leg 138 sites. *Proc Ocean Drill Program Sci Results*, 1995, 138: 73—101
- 33 Maslin M A, Haug G H, Sarnthein M, et al. Northwestern Pacific site 882: The initiation of Northern Hemisphere glaciation. *Proc Ocean Drill Program Sci Results*, 1995, 145: 315—329
- 34 Piasias N G, Moore T C. The evolution of Pleistocene climate: A time series approach. *Earth Planet Sci Lett*, 1981, 52: 450—458
- 35 Ruddiman W F, Raymo M E, Martinson D G, et al. Pleistocene evolution: Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 1989, 4: 353—412
- 36 Ruddiman W F, Raymo M, McIntyre A. Matuyama 41000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet Sci Lett*, 1986, 80: 117—129
- 37 Shackleton N J. The 100000 year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289: 1897—1902
- 38 胡昌华, 张军波, 夏军, 等. 基于 MATLAB 的系统分析与设计——时频分析. 西安: 西安电子科技大学出版社, 2002
- 39 Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron Astrophys*, 2004, 428: 261—285
- 40 林振山, 汪曙光. 天文学气候学 10 万年问题的研究. *地球物理学报*, 2004, 47: 971—975
- 41 Clark P U, Marshall S J, Clarke G K C, et al. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, 2001, 293: 283—287
- 42 Ganopolski A, Rahmstorf S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, 2001, 409: 153—158
- 43 Rayburn J A, Knuepfer P L K, Franz D A. A series of large, Late Wisconsinan meltwater floods through the Champlain and Hudson Valleys, New York State, USA. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 2410—2419
- 44 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429—436
- 45 Mix A C, Bard E, Schneider R. Environmental processes of the ice age: Land oceans glaciers (EPILOG). *Quat Sci Rev*, 2001, 20: 627—657
- 46 Parrenin F, Paillard D. Amplitude and phase of glacial cycles from a conceptual model. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 214: 243—250
- 47 Paillard D. The timing of Pleistocene glaciations from a simple multiple-state climate model. *Nature*, 1998, 391: 378—381
- 48 Clark P U, Pollard D. Origin of the middle Pleistocene transition by ice sheet erosion of regolith. *Paleoceanography*, 1998, 13: 1—9
- 49 Roy M, Clark P U, Raisbeck G M, et al. Geochemical constraints on the regolith hypothesis for the middle Pleistocene transition. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 227: 281—296