第 8 章　古气候模拟与湖泊环境演化

湖泊在地球陆地表面分布较广，其沉积以连续性好、沉积速率大、时间分辨率较高，成为广泛运用和高分辨的环境演化信息载体。湖泊沉积的信息丰富，包括物理指标、化学指标和生物指标等等 (Hakanson et al., 1983; 王苏民等, 1999)。这些环境指标的综合判识在恢复古温度、古降水、古盐度、古生产力和历史时期人类活动影响等方面均显示了较强的优势。大空间范围湖泊沉积指标序列的定量重建如孢粉与古气温、摇蚊与古水温、水位与古降水等，提供了古气候变化的大量史实。

在大量气候变化的史实面前，人们不仅关心气候怎样变化，更关心气候为什么发生变化，探究气候变化的成因及其物理机制，以便对未来的气候变化进行预测，使人类能够在气候变化中做好预警气候变暖和变冷的准备，由此应运而生了古气候模拟。

古气候模拟是借助于古气候模式和超级计算机，在特定边界强迫下，通过数值计算来重复、再现古气候变化特征和过程，进而解释不同时空尺度古气候环境（包括湖泊环境）演化的成因机制的一种实验研究方法。而古气候模式则是由包括大气圈、水圈、岩石圈、冰雪圈、生物圈的各种动力学和热力学方程以及特定物质的状态方程和守恒定律在内的计算机程序构成的气候系统模式。该系统模式由相应的多个子模式构成，但不同的子模式又因分辨率不同、包含的物理过程不同、以及参数化方案不同而有不同的版本。

由此可见，古气候模拟为探究古气候环境演化的成因机制而生，而湖泊沉积指标序列的定量重建，不仅为古气候古环境的变化过程提供大量史实，同时也为验证古气候模拟结果提供强有力的证据。

8.1 古气候模拟的基本原理

气候系统是一个集能量过程、非线性相互作用和多种物理、化学、生物等复杂过程于一体的巨系统，也是一个开放的强迫耗散系统，具有多层次和多时空尺度，不同时间尺度气候系统变化的成因及其动力机制不尽相同。地质时期和历史时期的古气候变化，相对于现代气候变化，对其成因机理的了解甚少。通过各种地质资料和代用指标的遥相关和统计分析而建立的各种成因假说也亟待检验，在这种背景下，催生古气候模拟科学的发展。

古气候模拟是在古边界强迫条件下，利用古气候模式，通过计算机数值求解，研究气候系统变化的特点与过程，揭示气候变化规律与成因机制的方法。古气候模拟使得古气候环境变化研究成为一门“可实验”的科学。

为了真实地刻划古气候变化的过程和机理，理论上说，古气候模式应该是一个包括大气圈、水圈、岩石圈、冰雪圈、生物圈的各种动力学和热力学方程以及特定物质的状态方程和守恒定律在内的完整的三维气候系统模式 (又称为古气候系统模式)，应该由三维大气环流模式、海洋环流模式、陆冰模式、海冰模式、地球化学循环 (C 循环) 模式、植被模式等构成，并且应该能够进行相当长时间的积分。但由于对各种圈层内部的物理、化学、生物过程和圈层之间的相互作用过程，以及各种外强迫因子的长期变化过程了解得不充分，故要建立如此完全的古气候系统模式还有相当大的难度，加之因计算机计时和计算稳定性

的限制，要长时间积分这样的古气候系统模式，现阶段还有困难。因此，现阶段用于古气候模拟的模式，大多数还不是完整意义上的古气候系统模式。为了便于进行长时间积分和机制探讨，有人使用最简单的概念性模式、能量平衡模式和其它简化模式；为了对古气候变化的时空特征有更清晰的了解，有人使用三维耦合环流模式 (加入海冰模块，陆冰模块、植被模块等)；为了对古气候变化的区域特征进行细致的分析，还有人使用全球与区域的嵌套模式等不同方法。

古气候模拟的基本步骤与现代气候模拟相似，包括物理过程设计、数学物理设计、程序设计和资料设计等 (表 8.1.1)。但原则上说，它比现代气候模拟所包括的物理过程要求更全面如需要包括海冰模式、陆冰模式、大气化学模式等；模式的初始条件和边界条件更难以确定如地质时期太阳辐射的变化幅度、大气圈演化的细节、深层海洋环流的变化等现在都还难以确定；比现代气候模拟积分的时间长很多，对计算机速度和容量的要求更高，而验证模拟结果的定量资料又较缺乏。因此，现阶段所有的古气候模拟基本上都具有尝试性，在判别古气候变化成因机理方面还存在很多不确定性，有待更多重建资料和证据的验证，包括更多湖泊沉积序列的定量重建结果。

目前古气候模拟试验按照是否加入实际强迫条件可分为两类：控制试验和强迫试验。控制试验是指不加入实际强迫条件的试验；强迫试验为加入实际强迫条件的试验。按照模拟达到的状态和积分时间的长短则可分为平衡态试验和瞬变强迫试验两类。平衡态试验是

表 8.1 古气候模拟设计框图

积分至达到气候平衡态的试验；瞬变强迫试验是在实际强迫条件瞬时变化下的长时间连续积分试验。另外，为了考察气候系统中各种因子和物理过程在古气候变化中的相对重要性，还进行所谓的敏感性试验，即基于地质资料的发现和推断，在古气候模式中改变某一参数的值，或者改变某一物理过程的表达形式，以观察模拟结果与控制试验结果有何差异的一种对比试验方法。该类试验并不要求所有的边界强迫条件都与相应时期实际的古气候环境场完全吻合，所以是一种“虚拟”试验。

在古气候模拟中，平衡态模拟和瞬时态模拟发挥着不同的作用。通过平衡态模拟，可获得特定地质时期气候与控制试验相比的变化量，例如对 LGM 末次冰盛期的模拟和对 6ka BP 间冰期的模拟，通过瞬变模拟，可获得一段地质时间的变化过程；又如对全新世早期到中晚期的瞬变模拟，反映出在 6ka BP 以后气候转型的变化过程；再如对近千年来的瞬变模拟，刻画了中世纪暖期和小冰期的气候环境变化特点和过程等。

8.1.1 大气环流模式

8.1.1.1 基本方程和方程组

大气运动遵循三个最基本的物理定律，即动量守恒定律 (牛顿第二定律)、质量守恒定律和能量守恒定律 (热力学第一定律)。描述这些物理定律的大气运动学和热力学方程，连同描述系统热力学状态参量之间关系的方程等共同构成了大气环流模式 (亦称为大气动力模式：AGCM) 的基本方程组。

在球坐标系统下，大气环流模式的基本方程组如下 (黄建平, 1992)：

运动方程

$$\frac{du}{dt}-\frac{uv}{r}\tan\varphi+\frac{uw}{r}=-\frac{1}{\rho r\cos\varphi}\frac{\partial p}{\partial\lambda}+fv-\hat{f}w+F_{\lambda} \tag{8.1.1}$$

$$\frac{dv}{dt}+\frac{u^2}{r}\tan\varphi+\frac{vw}{r}=-\frac{1}{\rho r}\frac{\partial p}{\partial\varphi}-fu+F\varphi \tag{8.1.2}$$

$$\frac{dw}{dt}-\frac{u^2+v^2}{r}=-\frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z}-g+\hat{f}u+F_r \tag{8.1.3}$$

连续方程

$$\frac{d\rho}{dt}+\rho\left(\frac{1}{r\cos\varphi}\frac{\partial u}{\partial\lambda}+\frac{1}{r}\frac{\partial v}{\partial\varphi}+\frac{\partial w}{\partial r}-\frac{v}{r}\tan\varphi+\frac{2w}{r}\right)=0 \tag{8.1.4}$$

热流量方程

$$C_P\frac{dT}{dt}-\frac{RT}{P}\frac{dp}{dt}=Q \tag{8.1.5}$$

状态方程

$$p=\rho RT \tag{8.1.6}$$

水汽方程

$$\frac{dq}{dt}=\frac{1}{\rho}M+E \tag{8.1.7}$$

其中

$$\frac{d}{dt}=\frac{\partial}{\partial t}+\frac{u}{r\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\lambda}+\frac{v}{r}\frac{\partial}{\partial\varphi}+w\frac{\partial}{\partial z},\quad f=2\Omega\sin\varphi,\quad \hat{f}=2\Omega\cos\varphi$$

这里使用的符号是一般大气动力学中常用的符号：λ、φ和 z 是球坐标的经度、纬度和高度；z=r-a，r 是与地心的距离，a 是地球半径；u，v，w 是沿λ、φ和 z 轴的速度分量；F_{λ}、F_{φ}、F_z是沿λ、φ和 z 轴的摩擦力；t 是时间，ρ是密度，p 是气压；g 是重力加速度；q 是比湿，M 是由于凝结或冻结造成的单位体积水汽的时间变率，E 是每单位体积水汽含量的时间变

率，它是由表面蒸发和大气中次网格尺度的垂直和水平水汽扩散所引起；Ω是地球旋转角速度。

上列方程组共包含 u，v，w，ρ，p，T，q 7 个变量。牛顿第二定律的动量方程 (8.1.1)~(8.1.3) 将速度的三个分量和气压、密度等联系起来；连续方程 (8.1.4) 将密度、温度和气压联系起来；热力学第一定律的热量方程 (8.1.5) 则将温度和气压联系起来。若摩擦力 F、热源 Q、水汽汇 M 以及水汽源 E 可以用这些变量参数化，则方程组成为这些变量相互制约的闭合方程组。从原则上讲，在一定的边界条件和初值条件下即可求解,但实际上要精确求解不可能。因此人们根据大气的观测事实的特征尺度和物理原则对上述方程组进行简化，建立了各种各样的简化模式。

在 (8.1.3) 式中因除气压的垂直梯度项和重力项以外都是小项，对大气的大尺度运动可以略去，故气压梯度力和地球重力相平衡，获得静力平衡方程：

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \tag{8.1.8}$$

静力平衡关系使得人们可用气压 p 作为垂直坐标描写大气大尺度运动。在垂直 p 坐标系中大气的基本方程组变为

$$\frac{du}{dt} - \frac{uv}{a}\tan\varphi = -\frac{\partial\Phi}{a\cos\varphi\partial\lambda} + f\cdot v \tag{8.1.9}$$

$$\frac{dv}{dt} + \frac{u^2}{a}\tan\varphi = -\frac{\partial\Phi}{a\partial\varphi} - f\cdot u \tag{8.1.10}$$

$$\frac{\partial\Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p} \tag{8.1.11}$$

$$\frac{\partial u}{a\cos\varphi\partial\lambda} + \frac{1}{a\cos\varphi}\frac{\partial u\cos\varphi}{\partial\varphi} + \frac{\partial\omega}{\partial p} = 0 \tag{8.1.12}$$

$$C_p\frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p}\omega = Q \tag{8.1.13}$$

$$\frac{dq}{dt} = S \tag{8.1.14}$$

其中 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{1}{\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\lambda} + \frac{1}{a\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\varphi} + \omega\frac{\partial}{\partial p}$， $\omega = \frac{dp}{dt}$ 作为一个新的因变量，相当于 z 坐标的垂直速度 w。

8.1.1.2 GCM 坐标系统

图 8.1　p-σ 混合坐标的示意图

(Hack, 1993)

在 (8.1.14) 式中 S 代表与降水过程有关的水汽源和汇。此外，由于大气的厚度远小于地球半径，所以在给出上述各式时，用地球半径 a 代替了 r，并略去了小项 uw/r，vw/r 和 $\hat{f}w$。上式为考虑地形的作用，还常采用垂直 σ 坐标及 p-σ 混合坐标。

σ 坐标的定义为：

$$\sigma = \frac{P - P_t}{P_s - P_t} \tag{8.1.15}$$

式中 P 为气压，Ps 为地面气压，Pt 为模式顶层气压。

p-σ 混合坐标的定义为：

$$\sigma = \frac{P - P_c}{P_s - P_c} \tag{8.1.16}$$

式中 Pc 为转换层气压，在该层以上的为气压 P 坐标，该层以下为 σ 坐标，图 8.1 是 p－σ 混合坐标的示意图。在不同的坐标下，模式方程组的表达式有所不同。更深层次的原理，读者可参考相关书籍。

8.1.1.3 初始条件和边界条件下求解

气候模拟就是在给定的初始条件和边界条件下求解上述方程组。初始条件为大气在某一初始时刻 $t=t_0$ 时的状态，可以表示为：

$$\vec{V} = \vec{V}(\lambda, \varphi, \omega, t_0) \tag{8.1.17}$$

$$\rho = \rho(\lambda, \varphi, \omega, t_0) \tag{8.1.18}$$

$$p = p(\lambda, \varphi, \omega, t_0) \tag{8.1.19}$$

$$T = T(\lambda, \varphi, \omega, t_0) \tag{8.1.20}$$

$$q = q(\lambda, \varphi, \omega, t_0) \tag{8.1.21}$$

边界条件分上边界条件、下边界条件和侧边界条件。对于全球环流模式，可不考虑侧边界条件。在大气上界的边界条件是 p=0 时，ω=0

下边界条件则为，$p=p_0$ 时，

$$w = \frac{\partial z_0}{\partial t} + \frac{u}{a\cos\varphi}\frac{\partial z_0}{\partial \lambda} + \frac{v}{a}\frac{\partial z_0}{\partial \varphi} - \frac{1}{\rho_0 g}\omega \tag{8.1.22}$$

其中 z_0 为下边界 p_0 等压面的高度，$p_0=p_0(x, y, t)$。

在实际的模式设计和求解过程中，为了提高计算精度、使边界条件等处理尽可能方便，以及在模式所采用的时空差分格式下使方程组求解更方便、简洁和高效，一般需要对上述基本控制方程组做一些处理，包括：①将方程组做一些简化和理想化的假定；②将方程组写在不同的垂直坐标系下；③将方程组做某些形式上的变形。至于如何通过简化、坐标变换及方程组变形，把控制方程组的一般形式变换成适于数值求解的大气环流模式方程组的形式，其推导过程阅者可参考有关动力气象学、数值预报及气候模拟等文著，因而在此不加多述。

对上述控制方程组采用格点差分或谱展开的方法进行离散化，在给定的外强迫条件和边界条件下通过大型电子计算机进行数值积分运算，即可求出大气环流模式的数值解。但这是一个相当复杂的过程。因为大气环流模式中包含的方程都是非线性偏微分方程，而且其中包含着大气中相互作用的各种复杂物理过程，并只能在了解其实际情况的前提下依据物理学规律进行参数化。这些参数化方案包括：辐射过程、积云对流过程、边界层交换过程等等。同时，数值求解这些偏微分方程组，本身还存在计算方法问题。因此，研制和发展大气动力模式是一个非常复杂的系统工程。

目前已经建立的三维大气动力模式多种多样。有些是采用整套原始控制方程组，而另一些仅利用一个简化的方程组；有些采用高度垂直坐标，另一些则采用气压垂直坐标；在数值化时，有些采用有限差分方法，而另一些采用谱方法；有些包含了非常复杂的物理现象参数化方案，而另一些则仅使用非常简单的参数化方案；有些模式的水平分辨率很高，而有些模式却很低。模式的多样性反映了这样一个事实：至今还没有一套模式尽善尽美，还需要不断地探索和改进模式模拟性能的方法。

8.1.2 海洋环流模式

8.1.2.1 海洋环流模式的基本特征

海洋环流的模拟与大气环流模拟有很多共同点。如许多物理过程，运动方程和应用的数值方法都很相似。但也有许多重要的物理和技术问题为海洋环境独有，必须在海洋环流模式(OGCM)的设计中单独考虑，这些特点主要有：

第一，整个大气层都受热力学强迫，而海盆的几何形状很复杂，海洋主要受海表热力学和动力学强迫。海洋环流的特殊性包括：①海洋的平均状态相当复杂，在所有边界附近及海洋内部有厚度小而重要的边界层；②洋流的边界条件难以确定和进行参数化。由此，在海洋模式中先后发展了沼泽 (swamp) 海洋模式、平板 (slab) 海洋模式和混合 (mixed) 海洋模式。沼泽海洋模式的海面温度 (SST) 由海表能量平衡计算，没有热量储存，没有洋流。平板海洋模式将整个海洋作为大气系统的边界层，不考虑洋流的作用。混合海洋模式更多地考虑了一定深度混合层海洋中热量的垂直交换作用。

第二，世界大部分海洋存在中尺度涡漩，这种涡漩的时间尺度为几周到几个月，空间尺度为几十到几百公里。虽然许多海洋学家称为“中尺度”，但在动力学上，这些准地转的涡漩与大气中天气尺度的涡漩相对应。它们之间也具有重要的差别：一是海洋涡漩不象大气涡漩能对能量平均流产生小扰动，海洋动能大部分处在这种涡漩尺度，而且这种涡漩运动在向极地的热量传输中起着重要作用。另一个差别，与大气涡漩相比，海洋中尺度涡漩的空间尺度约小一个量级，而时间尺度约大一个量级。海洋气候模式要显示分辨，其分辨

率须比大气环流模式高 20 倍。

与大气环流相比，海洋环流的观测更困难，资料更缺乏。据估计，海洋科学家在 20 世纪 90 年代可用的资料，包括可能获得的卫星观测海面温度和海面高度资料，仍然比大气资料的数量小一个量级。而这些资料的分布很不均匀，大部分在海面和北半球海域；时间和空间的连续性差，观测又多为间接性观测，观测方法一般采用质量场而不是速度场。上述各点给海洋的模拟和验证带来极大的困难和挑战。也显示借助数值模式模拟海洋的气候状态更加重要。为了得到模式的气候状态，特别是海流的分布，往往需要在适当的边界和初始条件下，从静止海洋开始，逐步把模式积分至数千年甚至更长的时间。

8.1.2.2 基本方程和方程组

在球坐标系中，海洋运动的基本方程组是：

$$\frac{du}{dt}-\frac{uv}{a}\tan\varphi=-\frac{1}{\rho_{S_0}a\cos\varphi}\frac{\partial p}{\partial\lambda}+fv+A_m\left\{\nabla^2u+\frac{(1-\tan^2\varphi)u}{a^2}-\frac{2\sin\varphi}{a^2\cos^2\varphi}\frac{\partial v}{\partial\lambda}\right\}+\mu\frac{\partial^2u}{\partial z^2} \tag{8.1.23}$$

$$\frac{dv}{dt}+\frac{u^2}{a^2}\tan\varphi=-\frac{1}{\rho_{S_0}a}\frac{\partial p}{\partial\varphi}-fu+A_m\left\{\nabla^2v+\frac{(1-\tan^2\varphi)v}{a^2}-\frac{2\sin\varphi}{a^2\cos^2\varphi}\frac{\partial u}{\partial\lambda}\right\}+k\frac{\partial^2v}{\partial z^2} \tag{8.1.24}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z}=-\rho_s g \tag{8.1.25}$$

$$\frac{\partial w}{\partial z}+\frac{1}{a\cos\varphi}\left[\frac{\partial u}{\partial\lambda}+\frac{\partial}{\partial\varphi}(v\cos\varphi)\right]=0 \tag{8.1.26}$$

$$\frac{dT}{dt}=A_H\nabla^2T+k\frac{\partial^2T}{\partial z^2} \tag{8.1.27}$$

$$\frac{dS}{dt}=A_H\nabla^2S+k\frac{\partial^2S}{\partial z^2} \tag{8.1.28}$$

其中

$$\frac{d}{dt}=\frac{\partial}{\partial t}+\frac{u}{a\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\lambda}+\frac{v}{a}\frac{\partial}{\partial\varphi}+w\frac{\partial}{\partial z}$$

$$\nabla^2=\frac{1}{a^2}\frac{\partial^2}{\partial\varphi^2}+\frac{1}{a^2\cos^2\varphi}\frac{\partial^2}{\partial\lambda^2}$$

$$f=2\Omega\sin\varphi$$

式中符号与大气运动方程组中使用的符号相同：λ、φ和 z 是球坐标的经度、纬度和深度，在海面 z=0，自海面向下为负。u，v，w 是沿λ、φ和 z 轴的速度分量；大气中的摩擦项这里由垂直和水平黏滞项代替，其中μ是垂直涡动黏滞系数，A_m 是水平涡动黏滞系数。ρ_s 是海水密度，ρ_{s_0} 与海水密度的常数近似，p 是压力，T 是海水温度，S 为盐度，k 和 A_H 分别是垂直和水平涡动扩散系数。

在海洋底层（这里 $z=-H(\lambda,\varphi)$ ）的边界条件是：

$$\frac{\partial}{\partial z}(u,v)=0 \tag{8.1.29}$$

$$\frac{\partial}{\partial z}(T,S)=0 \tag{8.1.30}$$

$$w=-\frac{u}{a\cos\varphi}\frac{\partial H}{\partial\lambda}-\frac{v}{a}\frac{\partial H}{\partial\varphi} \tag{8.1.31}$$

在海洋顶部 z=0 的边界条件是：

$$\rho_{S_0}\mu\frac{\partial}{\partial z}(u,v)=(\tau_\lambda,\tau_\varphi) \tag{8.1.32}$$

$$\rho_{S_0}k\frac{\partial}{\partial z}(T,S)=(\frac{1}{C_{pw}}H_{OCN},\ v_s(E-P)S_0) \tag{8.1.33}$$

其中

$$\tau_\lambda=\rho C_D|v_a|u_a \tag{8.1.34}$$

$$\tau_\varphi=\rho C_D|v_a|v_a \tag{8.1.35}$$

式中ρ是空气密度，C_D 是拖曳系数，$|v_a|=\sqrt{u_a^2+v_a^2}$ 是大气的速度值。H_{OCN} 是流入海洋的净热量（加热为正，冷却为负），P 是降水率，E 是蒸发率，S_0 是海表面盐度，C_{pw} 是海水的比热，v_s 是一个经验转换因子。

8.1.3 陆面模式

陆面过程和参数包括植被、土壤、湿度、雪盖、山地冰川和大陆冰盖等，对于古气候变化具有重要作用。植被是影响地表反射率的重要因素，而土壤湿度是影响地表湿度通量的重要因素。在积雪区，雪盖对所有时间尺度的影响都特别重要，因为雪盖大大地增加了地面反射率。但要正确地模拟雪盖，就要正确地模拟降雪，为此要正确地模拟云和云物理过程。雪盖的正确处理还需要对雪盖反射率与地形、积雪年代以及积雪深度等因子进行参数化。山地冰川和大陆冰盖破坏了植被，大大地改变了地面反射率，同时也强迫调整了大气中的气流。在某种意义上说，冰盖的模拟比大气和海洋的模拟容易些。由于冰的黏滞性非常大，可简化为类固体处理，但其流量方程相似，也受到冰内部的三维温度和密度结构

影响。本节仅介绍陆面模式（LSM）的基本模块。

8.1.3.1 动量通量公式

陆地表面常常是大气的相对动量汇，由地表面的摩擦消耗了边界层的大气动量。其动量的边界通量公式是

$$\tau_{\lambda} = \rho C_D |v_a| u_a \tag{8.1.36}$$

$$\tau_{\varphi} = \rho C_D |v_a| v_a \tag{8.1.37}$$

式中ρ为大气密度；C_D 是拖曳系数，可由理论和经验两方面确定，一般在洋面和平坦的陆面取 $C_D=10^{-13}$，而对于凸凹不平的地区，那里存在较大的边界层对流，拖曳系数的值较大，约为 3×10^{-13}；$|v_a| = \sqrt{u_a^{\ 2} + v_a^{\ 2}}$ 为大气的风速。

8.1.3.2 地气交界面的能量平衡方程

地 - 气交界面可被理解为一无限薄的几何面，故质量为零。此面上的热量平衡方程常作为一边界条件，其表达式一般为

$$R_N = LE + H + S_t + Q_g \tag{8.1.38}$$

式中 R_N 为地表面的净辐射通量，LE 为潜热通量，H 为地表与大气之间的感热通量，S_t 为地表面与生物、化学过程有关的湍流热通量。Q_g 为地表向下的热通量。

(8.1.38)式中的各项都是温度、云量、湿度、降水量、下垫面状况等的复杂函数。为了对气候进行模拟，必须对方程作适当简化，以下给出各项常用表达式。

1. 地表面的净辐射通量

$$R_N = (1-\alpha)S^{\downarrow} + \varepsilon(F^{\downarrow} - \sigma T_g^{\ 4}) \tag{8.1.39}$$

式中α为地表反照率，$S^{\downarrow}$为向下的太阳辐射通量；ε为地表的红外放射率；$F^{\downarrow}$为向下的长波辐射通量，σ为 Stefen-Boltzman 常数，T_g 为地表温度。

2. 潜热和感热通量

$$LE = \rho L C_E |v_a| (q_g - q_a) \tag{8.1.40}$$

$$H = \rho C_P C_H |v_a| (\theta_g - \theta_a) \tag{8.1.41}$$

式中 C_E 是潜热交换系数，C_H 是感热交换系数，一般在洋面和平坦的陆面取 $C_E=C_H=10^{-3}$；q_a 和θ_a 是边界层的位温和混合比，q_g 和θ_g 是地表的位温和混合比。

3. 生物化学通量

$$S_t = P_h + S_R \tag{8.1.42}$$

式中 P_h 为植物光合作用所消耗的能量，除热带雨林地区 P_h 值可达到 R_N 的 2%以上，其余各地区此项均很小；S_R 是植物生长过程所储藏的能量，在果园区 S_R 可达 R_N 的 1%，其余

地区亦很小。对全球的大部分地方或者短期气候变化来说，St 的量级比 (8.1.39) 式中其余各项小得多，故可忽略。

4. 地表向下热通量

$$Q_g = \rho_g C_g k_g \left.\frac{\partial T_g}{\partial z}\right|_{z=0} \tag{8.1.43}$$

式中ρ_g，C_g 分别为下垫面的密度和比热；k_g 是垂直方向的热传导系数。

4.1.3.3 陆面热量平衡方程

陆面的热量平衡方程一般表述为

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} - k_g \frac{\partial^2 T_g}{\partial z^2} - k_h \nabla^2 T_g = \frac{1}{\rho_g C_g} R_G \tag{8.1.44}$$

式中 k_g 和 k_h 分别为垂直和水平热传导系数，R_G 为下垫面内的热源项（如放射性物质的放热)，一般来说 R_G 很小，可忽略不计。

设厚度为 D 的陆地表层中 T_g 不变，则热量平衡方程可改写为

$$\rho_g C_g D(\frac{\partial T_g}{\partial t} - k_h \nabla^2 T_g) = Q_g + Q_D + R_G \tag{8.1.45}$$

或用 (8.1.43) 消去 Q_g，则有

$$\rho_g C_g D(\frac{\partial T_g}{\partial t} - k_h \nabla^2 T_g) = R_N - H - LE - S_t + Q_D + R_G \tag{8.1.46}$$

式中，Q_D 为通过 D 深度的下垫面向上传递的热量。

4.1.3.4 陆面水分平衡方程

裸露和雪盖陆地表面的水分收支方程为

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P_r + M_g - E - Y \tag{8.1.47}$$

式中 W 为地表层的有效土壤湿度（以米为单位），P_r 为地表的降水率，M_g 为融雪率，E 为蒸发率，Y 为径流率（包括地表层的径流和土壤表层向下层的渗流）。蒸发率可按下述方式与土壤湿度联系起来：

$$W \geq W_c \qquad E = E_{ap}$$

$$W < W_c \qquad E = E_{ap} \frac{W}{W_c}$$

式中 W_c 是土壤湿度的临界值，E_{ap} 是饱和面上的可能蒸发率。以上方程说明如果土壤湿度比 W_c 大，则蒸发率达最大值 E_{ap}；如果土壤湿度比 W_c 小，则蒸发率作为 W_c 的函数呈线性减少。Manabe 假定土壤湿度的田间持水量 W_{FC} 是 0.15m，Wc 是该值的 75%。

雪质量收支方程为

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P_s - E_s - M_s \qquad (8.1.49)$$

式中 S 是单位面积的雪质量（$S=\rho_s h_s$，h_s 为雪深，ρ_s 为雪的密度），P_s 为地表面的降雪率，E_s 为地面的升华率，M_s 为融雪率，它根据地面的能量平衡来计算，假如有雪存在，如果地表温度 T_g 小于 273K，则 $M_s=0$，否则 M_s 按下式计算：

$$M_s = \begin{cases} \frac{1}{L_f}\left[R_N - H - LE\right] & 若\left[R_N - H - LE\right] > 0 \\ 0 & 若\left[R_N - H - LE\right] < 0 \end{cases} \qquad (8.1.50)$$

式中 L_f 是溶解潜热。

8.1.4 冰雪模式

冰雪圈包括海冰和大陆冰雪，因此冰雪模式也包括海冰模式和陆冰模式。

8.1.4.1 海冰模式

海冰是固体，以多重裂缝、浮冰间水道、和冰穴所形成的复杂冰。其性质上呈不连续性；同时在时间上具有一定的周期，所以海冰模式与海洋模式、大气模式有很多差异。海洋和大气模式的计算重点在于确定水和空气性质，但对大时空尺度的海冰模式，在模式的每个格点和时间步长上，首先要确定冰是否存在，然后再根据冰的存在确定冰量 (包括冰的厚度和区域海冰密集度) 和冰的分布。相比之下，由于冰的性质变化不大，模式没有特别的处理。

与气候有关的海冰模式计算，可分为与海冰热力学有关和与海冰动力学有关的两大类。前者以能量守恒原理为基础，热力学计算确定冰的厚度及温度结构。后者则以动量守恒原理为基础，动力学计算确定冰的运动。一些冰的数值模式仅包括热力学计算，某些仅包括动力学计算，还有一些既包括热力学计算又包括动力学计算。

海冰模式 (SIM) 的热力学计算重点在于平衡空气或雪、雪或冰、以及冰或水内界面的收入和支出的能量通量。这些通量包括太阳辐射、入射和向外长波辐射、感热和潜热、通过冰和雪层的传导、海洋热通量、冰和水状态变化而吸收和放射的能量等。

海冰模式的冰动力学计算是通过作用于冰的五种主要应力间所产生的动量平衡为基础来进行。这五种应力是空气应力、水应力、科氏力、动力地形产生的应力 (与海面的倾斜有关)，和内冰阻力。在不同海冰模式中，冰动力学的主要不同之处在于这五种应力的表述，特别是冰的内应力表述。

1. 无雪覆盖海冰系统的热力学方程组

图 8.1.2 给出了无雪覆盖海冰系统的能量收支，主要的能量过程包括：入射的太阳短波辐射 $S^{\downarrow}$，向下的长波辐射 $F^{\downarrow}$，向上的长波辐射 $F^{\uparrow}$，大气和冰之间的感热 H 和潜热通量 LE，通过冰层的热传导 G_i，冰融化的能量通量 M_i (Washington et al,1991)。

图 8.2 无雪覆盖海冰系统的能量收支

(黄建平, 1992)

（1）冰气交界面的能量平衡方程

$$H + LE + \varepsilon_i F^{\downarrow} + (1-\alpha_i)S^{\downarrow} - I_0 - F^{\uparrow} + (G_i)_0 - M_i = 0 \qquad (8.1.51)$$

式中ε_i 为长波发射率，α_i 为冰的反照率，I_0 为透过冰层的太阳短波辐射通量，它取决于冰的物理性质，但在数值模式中一般取为常数，约为入射量的 0～10%。

不同的作者，对(8.1.51) 式中的几项表达方法不同，但是使用的总体空气动力学公式却一致，如感热和潜热通量一般写为

$$H = \rho C_P C_H |v_a|(\theta_a - \theta_i) \qquad (8.1.52)$$

$$LE = \rho L C_E |v_a|(q_a - q_i) \qquad (8.1.53)$$

其中，ρ为大气的密度，C_H 为感热交换系数，C_E 为潜热交换系数，L 为凝结潜热，θ_a 和 q_a 为大气边界层的位温和混合比，θ_i 和 q_i 是冰面的位温和混合比。需要指出的是 (8.1.51) 式中使用的 H 和 LE 符号按惯例通量向下为正，向上为负。这里使用的定义与(8.1.38)式中的定义相反，因为大气和海冰的文献使用习惯不同，故这里沿用海冰惯例也是为了便于今后查阅文献。

$F^{\uparrow}$ 和 $S^{\downarrow}$一般用经验公式计算。如射出长波辐射的灰体辐射通量 $F^{\uparrow}$的公式为

$$F^{\uparrow} = \varepsilon_i \sigma (T_i)_0{}^4 \qquad (8.1.54)$$

σ为 Stefen-Boltzmann 常数，T_i 为海冰的温度，$(T_i)_0$ 为冰面的温度。冰面的热传导通量是

$$(G_i)_0 = k_i (\frac{\partial T_i}{\partial z})_0 \qquad (8.1.55)$$

式中 k_i 为冰的热传导系数，近似为常数。令 h_i 等于冰的厚度，Q_i 为冰的融解潜热，则冰融化的能量通量 M_i 为

$$M_i = -Q_i \frac{dh_i}{dt} \qquad (8.1.56)$$

（2）冰的热传导方程

冰的热传导方程由考虑太阳短波辐射透射修正的热传导方程给出，即

$$\rho_i C_i \frac{\partial T_i}{\partial t} = k_i \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} + K_i I_0 e^{-k_i z} \qquad (8.1.57)$$

式中ρ_i 是冰的密度，C_i 是冰的比热，K_i 是冰的整体消光系数。

（3）海冰交界面的能量平衡方程

在冰和海水交界面上的能量平衡方程表示为：通过内界面融化所吸收的能量或冻结所释放的能量（即通过状态变化），和来自海洋的能量通量 $F_0^{\uparrow}$与通过冰向上传导通量的差异

平衡，即：

$$-Q_i(\frac{\partial h_i}{\partial t})_{h_i} = F_0{}^{\uparrow} - k_i(\frac{\partial T_i}{\partial z})_{h_i} \qquad (8.1.58)$$

(8.1.51)，(8.1.57)和(8.1.58)构成了无雪覆盖海冰系统的热力学方程组，可由此得出海冰厚度 hi 和温度 Ti 的变化。

2. 有雪覆盖海冰系统的热力学方程组

当冰面上有雪覆盖时，情况要复杂一些。图 8.1.3 给出了有雪覆盖时海冰系统的能量收支。

图 8.3 有雪覆盖时海冰系统的能量收支

（黄建平, 1992）

（1）雪气交界面上的能量平衡方程

与无雪时冰气交界面的情况类似，雪气交界面上的能量平衡方程为：

$$H + LE + \varepsilon_s F^{\downarrow} + (1-\alpha_s)S^{\downarrow} - I_0 - F^{\downarrow} + (G_s)_0 - M_s = 0 \qquad (8.1.59)$$

式中ε_s为雪的长波放射率，α_s为雪的短波反射率，G_s为通过雪层的热传导通量，$(G_s)_0$是表面的 G_s 值。计算公式为

$$(G_s)_0 = k_s(\frac{\partial T_s}{\partial z})_0 \qquad (8.1.60)$$

这里 k_s 为雪的热传导系数，近似取为常数。

M_s 为雪融解时消耗的能量通量，设雪的厚度为 h_s, Q_s 为雪的融解潜热，则有

$$M_s = -Q_s \frac{dh_s}{dt} \qquad (8.1.61)$$

（2）雪的热传导方程

$$\rho_s C_s \frac{\partial T_s}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z^2} + K_s I_0 e^{-k_s z} \qquad (8.1.62)$$

式中ρ_s为雪的密度，C_s为雪的比热，K_s 为雪的整体消光系数。

（3）雪冰交界面上的能量平衡方程

$$k_s(\frac{\partial T_s}{\partial z})_{h_s} = k_i(\frac{\partial T_i}{\partial z})_{h_s} \qquad (8.1.63)$$

下标 h_s 表示雪和冰的交界面。

（4）冰的热传导方程

与无雪的情况一样，冰的热传导方程为

$$\rho_i C_i \frac{\partial T_i}{\partial t} = k_i \frac{\partial^2 T_i}{\partial z^2} + K_i I_0 e^{-k_i z} \qquad (8.1.64)$$

（5）冰海交界面的能量平衡方程

$$-Q_i(\frac{\partial h_i}{\partial t})_{h_s+h_i}=F_0^{\uparrow}-k_i(\frac{\partial T_i}{\partial z})_{h_s+h_i} \tag{8.1.65}$$

下标 h_s+h_i 表示冰和海水的交界面。

式(8.1.59)、(8.1.62)至(8.1.65)就构成了有雪覆盖时海冰系统的热力学方程组。当温度大于冰点时，首先是雪融化，因为雪比冰的融化更快。

3. 海冰系统的动力方程

海冰的运动主要受五种力控制：海冰上层大气的风应力 $\vec{\tau}_a$；冰下方海水的应力 $\vec{\tau}_w$，潮汐力 $\vec{G}$，地球旋转引起的柯氏力 $\vec{D}$ 以及海冰之间的相互作用的内应力 $\vec{I}$。于是海冰的动量平衡方程可以写为

$$m\frac{d\vec{V}_i}{dt}=\vec{\tau}_a+\vec{\tau}_w+\vec{D}+\vec{G}+\vec{I} \tag{8.1.66}$$

式中 m 为单位面积海冰的质量，$\vec{V}_i$ 为冰的速度。 (8.1.66) 式中各项的相对大小，随条件的变化差异很大。式中哪些项重要，哪些项不重要，目前存在不同看法。因此，在各种简化计算中，不同的研究者往往用不同的变形进行计算。以下列出一般的表达式，其详细的研讨读者可以阅读有关文献。

（1）大气的风应力 $\vec{\tau}_a$

$$\vec{\tau}_a=\rho_a C_a|\vec{V}_g-\vec{V}_i|[(\vec{V}_g-\vec{V}_i)\cos\varphi+\vec{k}\wedge(\vec{V}_g-\vec{V}_i)\sin\varphi] \tag{8.1.67}$$

式中 ρ_a 是大气的密度，C_a 是大气拖曳系数，$\vec{V}_g$ 是地转风矢量，φ是大气边界层中的转向角，通常把不确定的φ和 C_a 值假定为常数而加以简化。此外，一般情况下 $|\vec{V}_g|\rangle\rangle|\vec{V}_i|$，因此（8.1.67）式常简化为

$$\vec{\tau}_a=\rho_a C_a|\vec{V}_g|(\vec{V}_g\cos\varphi+\vec{k}\wedge\vec{V}_g\sin\varphi) \tag{8.1.68}$$

（2）海洋的水应力 $\vec{\tau}_w$

$$\vec{\tau}_w=\rho_w C_w|\vec{V}_w-\vec{V}_i|[(\vec{V}_w-\vec{V}_i)\cos\theta+\vec{k}\wedge(\vec{V}_w-\vec{V}_i)\sin\theta] \tag{8.1.69}$$

式中 ρ_w 为海水密度，C_w 为海洋的拖曳系数，θ为海洋边界层的转向角，通常也假定θ与 C_w 为常数，$\vec{V}_w$ 是是海洋地转速度。

（3）柯氏力 $\vec{D}$

$$\vec{D} = \rho_i h_i f \vec{V}_i \wedge \vec{k} \tag{8.1.70}$$

式中ρ_i 为冰的密度，h_i 为冰的厚度，$f=2\Omega\sin\varphi$为柯氏参数。

（4）潮汐力$\vec{G}$

$$\vec{G} = -\rho_i h_i g \nabla \vec{H} \tag{8.1.71}$$

式中 g 是重力加速度，$\vec{H}$ 是海表面高度场。

（5）冰的内应力$\vec{I}$

内应力$\vec{I} = (I_x, I_y)$，常常表示为

$$I_x = \frac{\partial}{\partial x}[(\eta+\zeta)\frac{\partial u}{\partial x} + (\zeta-\eta)\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{P}{2}] + \frac{\partial}{\partial y}[\eta(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x})] \tag{8.1.72}$$

$$I_y = \frac{\partial}{\partial y}[(\eta+\zeta)\frac{\partial v}{\partial y} + (\zeta-\eta)\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{P}{2}] + \frac{\partial}{\partial x}[\eta(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x})] \tag{8.1.73}$$

式中ζ是非线性总体黏滞性，η是非线性切变黏滞性，P 是依赖于冰厚度的压强。

8.1.4.2 陆冰模式

大陆冰以固态冰川、冰盖、河湖冰等以及地下冰掺杂的多年冻土、季节冻土等形式表现。 全球冰雪圈包括海冰和陆冰，占全球海洋面积 7%、占陆地面积的 11%（施雅风等，1998）。由于冰雪的反射率比土和水大得多，故通过冰雪的反射率和冰川融化所起作用也强得多。又因为冰川融化热和水的汽化热分别是同体积液态水升高1℃所需热量的80倍和539倍，每年到达地面的太阳能大约有 30%消耗于冰雪圈中，故大陆冰在地表热量平衡中有举足轻重的作用。冰雪虽是气候的产物，但一经生成，又对气候有重要的反馈作用。目前，大陆冰盖仅仅分布在极地地区，在地质史上的冰期和大冰期中，大陆冰覆盖甚致延伸到中低纬度地区。 因此大陆冰模式 (LIM) 在全球冰雪模式以及气候模式中扮演了重要角色，使之许多模拟冰盖的数值模型获得长足发展。

一维能量平衡冰盖模型能够估算冰盖年代演变的规模（Nye 1963；Dansgaard and Johnsen，1971; Paterson 1994）。采用太阳常数利用能量平衡模式，可直接模拟陆冰温度和反馈（Budyko 1969；Sellers 1969）。也有采用太阳辐射因子、陆冰面积的大小来模拟它的稳定性以及对气温的反馈（North and Crowley 1985）（图 8.1.4）。

图 8.4　冰盖气候模式中稳定状态下的温度与太阳常数的非线性关系求解

Q/Q_0 是冰面辐射与太阳辐射比，1-3 分别为太阳辐射驱动冰盖变化的三个阶段 (North and Crowley，1985)。

大陆冰川和冰盖与大气和海洋不同，它们的运动是一种准水平的蠕动，达到压力和黏滞力之间的一种近似平衡。因此，陆冰模式是在一般质量方程、动量方程和能量方程基础上发展起来。根据

$$-\nabla p + F = 0 \tag{8.1.74}$$

$$-\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g = 0 \tag{8.1.75}$$

$$\nabla V = 0 \tag{8.1.76}$$

获得

$$\frac{dT}{dt} = (\frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T) = k\nabla^2 T + \frac{qF}{c} \tag{8.1.77}$$

式中∇是水平二维梯度，p 是压力，F 是水平二维分量，z 是冰厚度，ρ是冰密度，V 是三维速度矢量，T 是温度， t 是时间，k 和 c 分别是冰的热容量和扩散率（Paterson，1994）。

根据冰盖处于稳定状态并且冰盖总是向地势低处流动的假设，发展了南极冰盖模式（Budd et al., 1971）。此后，发展了具有垂直冰架结构并耦合地壳均衡模式的二维冰盖模式（Oerleman，1982; Budd and Smith, 1982）。为进一步了解南极冰盖对气候的响应机制，人们开始考虑耦合冰温度场的三维动力热力学冰盖模式（Huybrechts and Oerlemans，1988）。在欧洲冰盖数值模拟计划（EISMINT）中，三维冰盖模式发展为三维动力热力学标准耦合模式(GLIMMER), 成为模拟南极冰盖演化和机制研究中的一个重要模式（Huybrechts，1996；MacAyeal，1996）。GLIMMER 模式是一个模拟冰盖演化的模式，既可以单独运行，也可以作为一个子模块耦合进气候系统模式运行。GLIMMER 模式基于三维有限差分的冰盖动力热力学，构建各种动力热力学特征的数学模式，并耦合冰盖深度的年代学模式，对冰川积累和演变进行模拟。

GLIMMER 模式的基本方程是反映冰盖质量与能量守恒的连续性方程组。垂直坐标为σ坐标系统时得到如下表示冰盖质量守恒的冰厚演化方程：

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -div(D \cdot grad(s)) + M \tag{8.1.78}$$

这里 D 是冰的扩散系数，div 是散度算子。由能量守恒定律可以推导出冰温热力学方程：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{k}{\rho C_p h^2}\frac{\partial^2 T}{\partial \sigma^2} - <u, grad(T)> + \frac{1}{h}\frac{\partial T}{\partial \sigma}(w - w_{grid}) + \frac{\sigma g}{C_p} < \frac{\partial u}{\partial \sigma}, grad(s) > \tag{8.1.79}$$

式中 T 为绝对温度，h 是冰厚，s 是表面高程，u 是水平速度场，w 是垂向速率，w_{grid} 为格点处的垂向速率，ρ是冰密度，C_p 是为的热容，< >是欧式内积，grad (x, y) 是水平面上的梯度算子。

8.1.5 气候系统耦合模式和嵌套模式

8.1.5.1 气候系统耦合模式

气候系统是一个复杂的系统，为了模拟古气候变化，需要将大气、海洋、海冰、陆地以及系统其它介质的模式进行耦合，以得到符合实际的模拟结果。但是，耦合的最初工作产生的模拟变量分布不一定比单独模式所产生的分布有改进。在耦合模式中，其它气候组成部分计算场中的误差似乎对任何给定的组成部分都会有不利的影响。例如，研制出的真实海洋模式首次与大气模式耦合时，其耦合模式的结果与海洋模式的结果相差很大。其原因主要是种种不完善的计算方法所模拟的大气场代替了真实大气场的缘故。由于地质时代距今越久远，其气候状况与现代气候的差异就越大，故通过预置现代大气变量、海洋变量、海冰变量及下垫面变量的方法进行古气候模拟其结果并不太好，但对于长时期古气候模拟，即使耦合的最初结果不令人满意，耦合工作仍然有必要进行。

在耦合模式的研制中，最重要的问题是有关大气、海洋、海冰和陆面等重要的多种典型的时间和空间尺度。具体地说“典型”，如大气对周围环境变化响应的典型时间尺度远比海洋 (特别是深海) 和陆地表面响应的时间尺度要小。海冰响应的时间尺度比深海要快得多，但是一般要比大气的响应时间慢。因此，大气模拟的时间步长要明显地小于海洋或海冰模拟所需的时间步长。另一方面，在海洋中，重要涡漩的空间尺度往往远小于大气涡漩的空间尺度，因此，如果在海洋模式中要我们分辨这些涡漩时，则要求较高的水平分辨率。另外，总体上来看，大气的响应时间往往比其它介质来得快，各个子模式耦合时，照理应设计非同步耦合的方案，使慢响应介质的计算时间步长比快响应介质的长，这样可以大大节省计算时间。但是，同步耦合可能是有效耦合唯一可行的方法，因为上层海洋对风力的变化响应快 (特别是在热带)，上层海洋和深海因受到底水形成的影响，而底水形成的时间对高纬区海冰冻结的响应时间尺度则很短。用来研究古气候的海气耦合模式种类很多，研究的时空尺度差别也很大，既有研究气候的热力学状况又有研究其动力学问题 (赵其庚，1999)。

1. 海气耦合模式

在海气耦合模式中，对海洋的表示可分 3 种：

① 沼泽(swamp)海洋：海面温度 (SST) 由海表能量平衡计算，没有热量储存，没有洋流。

② 简单混合层或薄层(slab)海洋：SST 由海表能量平衡和固定深度混合层的海洋中热量存储计算，海洋中无洋流。

③海洋环流模式 (OGCM)：SST 由海表能量平衡和海中热量储存计算，且包括海水水平和垂直运动的贡献。

前二种海洋模式不包含动力学过程，第三类计算要求较高。本章对海气耦合模式中的非动力海洋模式只作简单论述，而对涉及全球 CGCM 的耦合战略问题将作较深入的探讨。其中一个重要问题是耦合模拟中的气候漂移或系统误差，为此，本章将给出处理气候漂移问题的几种方法和几个耦合模拟结果。这些结果是由海洋与大气耦合的相互作用产生，包括 ENSO（El Nino-Southern Oscillation：厄尔尼诺和南方涛动）以及耦合低频变化与海洋温盐环流的关系。

(1)大气-沼泽型海洋耦合模式

对于耦合海气系统的模拟，首先必须处理海洋与大气响应时间尺度有重大差别的问题。对于新的强迫，大气的调整时间约为一周到一个月，上层海洋为几周到几个月，中层海洋

为几年，深层海洋为数百年到数千年。对海气耦合系统作长期积分，总要考虑模拟所需的计算量。模拟全球系统的任何试验都要适合所研究问题的特点并有计算条件保障。因而对于某些问题可采用需要计算时间较少的海洋模式与 AGCM 耦合。

海洋与大气相互作用的过程包括海面温度在大气强迫下的变化及大气受到新的海面温度作用而进行的调整。为使海洋对大气强迫作出快速的响应并减少计算量，发展了“沼泽”海洋模式并使之与大气模式耦合。所谓沼泽海洋，就是仅把海洋当作一个潮湿表面，SST 由海表能量平衡方程计算，海洋中没有热量存储和洋流影响 SST。

计算 SST 的海表能量平衡方程是

$$S + F^{\downarrow} - F^{\uparrow} - H - LE = 0 \tag{8.1.80}$$

其中 S 为吸收的太阳辐射通量，F↓为向下的红外辐射通量，F↑是向上的红外辐射通量，H 和 LE 分别是感热和潜热通量，L 是蒸发潜热，E 是蒸发量。有些项是表面温度的函数，SST 可由表面能量方程迭代计算。

因为沼泽海洋没有热量存储，只能用年平均太阳辐射强迫，因而没有季节循环，否则冬半球的海冰会冻结到中纬度。这种模式主要用于基本的敏感性研究。优点是与 AGCM 耦合，又非常经济。海洋对大气强迫的响应几乎是同时的，几年的积分就可得到关于基本敏感性的信息。这种耦合可用于对太阳常数减小或大气二氧化碳浓度增加的敏感性研究。

(2) 大气-平板型海洋耦合模式

平板海洋通常是指厚度为 50~100m 的薄水层，如果把上层和下层划分为不同层次，则形成混合海洋。它们能简单地表示上层海水热容量的季节变化。用 AGCM 与平板海洋或混合海洋耦合可以粗略地模拟季节循环、上层海洋热量储存的季节变化以及允许研究耦合系统中一个以上的要素，随模式积分达到平衡状态。当大气与海洋达到平衡状态，不再向另外的气候状态漂移 (如全球海面平均气温，将维持某一平均数值)。从热力学平衡的意义上，假设在控制试验和扰动试验中海洋的热输送相同 (例如要使用通量订正，则通量订正必须相同)，这类模式可表示气候系统的变化。在这种耦合模式中，用于计算 SST 的方程如下：

$$\rho c_p h \frac{\partial T}{\partial t} = S + F^{\downarrow} - F^{\uparrow} - H - LE \tag{8.1.81}$$

式中 T 代表 SST，ρ 为海水密度，Cp 为海水比热。方程左端项是深度为 h 的混合层热量储存。右端项的总和就是表示沼泽海洋表面能量平衡的方程。

这种类型的全球耦合模式需用较多的计算机时间，因为具有热量储存的简单海洋混合层与大气耦合需要一定时间，才能达到平衡。这个时间通常为 20 年左右，比预想的 50m 简单混合层达到平衡的时间长些。大部分平衡可在 5 年左右实现，剩下的 10%~20%则需要 15 年左右，很明显，对于海洋-大气系统微小不平衡的收敛较为缓慢。采用混合层海洋模拟比用沼泽海洋的模拟则更真实。但因没有包含真实海洋的主要部分——洋流，所以这种模式难以模拟出观测 SST 分布的各种特征。水平洋流的热输送，可使热量由热带向极地输送，不考虑洋流的模拟会使热带 SST 比观测的暖，高纬比观测的冷。海水涌升作用常使某些热带海洋和东部的副热带海洋的 SST 降低。排除了涌升的作用，则使发生涌升的热带东太平洋和副热带大陆西海岸附近的 SST 上升。对这种模拟的 SST 误差，常采用在模式中加一热通量订正项的方法来修正。热通量订正可看作是洋流进行热量传输产生的源项。

尽管采用混合层海洋进行耦合模拟有系统的 SST 误差，但用它来研究全球气候的敏感性还是有效的，科学家已经用该模式评估全球气候对大气中 CO_2 增加的响应。上世纪 90

年代的古气候模拟大多采用此类耦合模式。

(3) 大气-海洋环流耦合模式(CGCM)

AGCM 与 OGCM 耦合是海气耦合模式中最复杂和计算要求最大的，海洋模式包括了前述沼泽海洋和混合层海洋的物理过程，又加上洋流，涌升和次网格混合过程对 SST 和海冰分布的贡献。它改进了沼泽海洋、平板海洋和混合海洋模式的不足之处，成为 21 世纪以来研究全球气候的有力工具，但在技术上也带来一些新的问题。

首先是计算量极大。因模式包括整个海洋深度，其起动调整 (spin-up) 时间非常长，又因为要使耦合模式达到海洋与大气相互适应的平衡状态，才能开始进行敏感性试验，故需要巨大的计算资源。对于 CGCM，要使中低层海洋与表面海水和之上的大气达到平衡，一般需积分数千年，而且很小的不平衡就会使海冰的范围缓慢移动 (如缓慢的全球冷却会使海冰范围扩大，冰面反照率过大本身也会产生变冷趋势)。气候的敏感性试验，面对同样的问题。如模式包括整个海洋，最终的模式响应时间只能与系统中响应时间最慢的深层海洋一致。不仅要花费更多的计算机时，而且试验所需的起动调整时间和可用的试验积分也长得多。计算耗费和所需长期积分等问题也影响对模式分辨率的选择。为使长时间积分在计算上实现，不得不采用分辨率相对低的 CGCM。

OGCM 包括计算洋流、温度和盐度的方程，SST 方程包括各有限深层的热量存储，洋流和涌升，表面能量平衡，次网格尺度垂直和水平涡动扩散等过程。盐度的预报方程类似于温度方程，但没有辐射阻尼项。用 CGCM 可研究很多简单模式不能分辨的海洋物理过程和敏感性。但是系统误差对 CGCM 也更重要。与前面讨论的两种模式一样，误差也是由于在模式中对某些过程不能表示或表示的不合理产生。例如，对于粗网格海洋模式，为保持计算的稳定性，需采用大的水平热扩散，则造成高纬 SST 过高，使海冰融化，又造成海冰的系统误差。此外，由于次网格尺度过程参数化的不适当或不精确也会造成耦合模式的误差。

图 8.5 说明大气模式与海洋模式耦合的方式，它是通过海气界面上热量、水汽和动量交换过程或通量实现。但是大气与海洋模式耦合之后，一般会出现系统性误差和海气通量的不平衡，前者称作气候漂移，为此必须进行订正。最常用的订正方法是从经验上进行通量调整以使模拟的气候最接近实际的气候条件。这是一种人为施加的调整方法。采用试验间的求差技术则可以用通量调整来修正模式产生的误差。其做法是首先用气候模式进行“控制”气候模式试验，一般至少应对过去的气候模拟 20 年以上。然后进行气候变化的敏感性试验，如在模式大气中使 CO_2 增加，并加进硫化物、气溶胶作用等，最后求取两种模拟结果的差，以了解加入上述气体后，原来的气候到底产生了什么变化。在这种差值的结果中，可消除大部分由任何人为调整在模式中产生的误差以及控制试验和敏感性试验所共有的系统误差。但应该指出，即便如此，仍不能完全消去耦合模式中的误差，它们仍包含在模式的模拟与预测结果中，这也是气候变化模拟研究不确定性的来源之一。

图 8.5 大气模式与海洋模式耦合的方式

通过海气界面上热量、水汽和动量交换过程或通量实现 (赵其庚, 1999)。

2. 耦合界面和信息交换

（1）混合界面

在海气耦合模式中，大气与海洋 (包括海冰) 模式必须不断进行信息 (某些参数) 交换。在大气、海洋和海冰之间的耦合界面 (图 8.5)，必须以公共的方式传递这些参数。由于海洋、海冰和大气模式通常是分别发展，故模式界面成了重要问题。例如，不仅要素场要互相匹配，而且单位和格点也要一致，否则必需经换算和内插。海洋和大气模式都要建立从对方接收某些参数的程序。而且要规定合适的信息交换频率和进行通讯的平均时间间隔，并便于进行通量订正。

（2）大气给海洋和海冰信息

假设大气模式与海洋模式每个模式日交换一次信息，大气从海洋模式取得前一模式日的 SST 和海冰分布，并在大气模式的一个模式日积分中保持 SST 和海冰分布不变。而大气模式给海洋模式的要素场，则取大气模式这一个模式日的平均值。这些要素场通常包括：海表风应力 τ_x 和 τ_y，由降水减去蒸发，或者再减去来自大陆的径流而换算获得的净淡水通量 F_f ，以及进入海洋的净热通量 H_{net}，其方程是：

$$\tau_x = C_D \rho_1 V_1 u_1 \tag{8.1.82}$$

$$\tau_y = C_D \rho_1 V_1 v_1 \tag{8.1.83}$$

$$F_f = P - E \tag{8.1.84}$$

$$H_{net} = [S + F^{\downarrow} - F^{\uparrow} - H - LE] \tag{8.1.85}$$

C_D 是拖曳系数，通常由经验确定，或作为海表风速和稳定度的函数计算。ρ是密度，P 和 E 是降水和蒸发。为计算净海表热通量，所用的 SST 取前一模式日的值。如海洋或海冰模式还需要其它场，也同样可由大气模式传给海洋，如海冰模式需要的降雪。

全风速方程为：

$$V_1 = (u_1^{\ 2} + v_1^{\ 2})^{\frac{1}{2}} \tag{8.1.86}$$

式中 u 和ν是近海表的纬向和经向风速，取自大气模式最低层(用下标 1 表示)，

还应指出，当把海面热通量用于海洋模式时，一般设定它在第一垂直层被全部吸收。但是，包括在海面热通量中的太阳短波辐射通量向海中的穿透是深度的函数。能量按指数衰减，假设其穿透系数 pen_k 对深度 z_k 的关系为：

$$pen_k = Ae^{-z_k/l_1} + (1-A)e^{-z_k/l_2} \tag{8.1.87}$$

在清水情况，可取 A=0.58，l_1=0.35m，l_2=23m。即能量的 58%按 0.35m 的 e 折尺度衰减，能量的 42%按 23m 的 e 折尺度衰减。因此，如海洋模式第一层取 50m 厚，将不需考虑短波辐射再向下的穿透，如果第一层小于 25m，将导致该层过大的加热，应考虑短波辐射通量传到第二层以下的情况。当第一层厚度取 10m 时，其影响更显著，在北半球夏季可达到相当大数值，应考虑短波辐射向下穿透作用的参数化。通常由 (8.1.87) 式求得模式层穿透系数并计算各模式层得到的短波辐射。

(3) 海洋和海冰给大气的信息

海洋模式从大气模式得到所需的场以后，海洋也需保持这些强迫参数不变，积分一个

模式日，使海洋模式在大气的强迫下调整到新的状态。海冰模式除了受到来自大气的强迫外，还受到海洋的强迫，通常海洋有热通量传向海冰底部，也有热通量通过海冰，使海冰模式进行调整。对绝大部分实际耦合过程，大气从海洋得到的参数只有 SST 和海冰分布。

由于计算条件限制，通常在全球耦合中的海冰模式比较简单，但有证据表明，不同类型的海冰模式对全球气候有不同的敏感性。早期的全球耦合模式，几乎都只包括简单的热力学海冰模式 (如 Semtner 模式)，这种模式仅考虑海冰形成和融化对上面的大气和下面的海洋的温度影响，不考虑冰的移动和任何动力学过程。也有更复杂和较逼真的海冰模式 (如 Hibler 模式和 Parkinson-Washington 模式)，但计算量太大。用更精练的海冰模式，有可能更真实地估算海冰在全球气候中的作用，这些模式可包括早期简单海冰模式的热力学作用，海冰的运动，水道和冰湖的作用以及某些简单的冰动力学过程。

海冰模式除了有来自大气的强迫外，还须由海洋模式提供温度和表面洋流的资料，并要求在保持这些强迫场不变的情况下积分一个模式日。在海洋和海冰模式积分一个模式日后，对该日的 SST 和海冰分布进行平均，把这些新值再反馈给大气模式，强迫大气模式继续往下积分。如此循环就可完成耦合过程的积分。上述例子中把海气耦合交换信息的时间间隔取为 1 天有些任意性，但在模式的发展过程中经常被采用，例如在 20 世纪 80 年代末，当时由于多采用粗网格耦合模式，故通常取这样的间隔。

3. 耦合技术

大气与海洋耦合的最基本问题之一，是不同介质的响应时间尺度问题，即大气响应较快，海洋响应较慢。在 20 世纪 60～70 年代，由于计算条件限制，发展出非同步耦合方案，特别在模式中考虑季节循环下应用较多。在非同步耦合中，大气模式与海洋模式积分的时间不均衡。一般大气模式需要较多的计算时间，但对来自海洋的变化的强迫响应较快；海洋模式需要的计算时间少，而对来自大气的变化的响应则慢得多。不同步耦合正利用这个特点，对大气模式积分时间短，对海洋模式积分时间长，例如，大气模式积分一年，强迫条件包括季节变化，而海洋模式积分 10 年以上，以便使海洋对这一年的大气强迫作出响应。

最早发表用 AGCM 与 OGCM 耦合的试验，是由 GFDL（Geophysical Fluid DynamicLaboratory：地球物理流体动力学实验室）的 Manabe 和 Bryan 在 60 年代末进行。他们建立了粗网格(5°×5°) 的简单扇形大气和海洋模式。大气模式为 9 层，海洋 5 层。模式积分不同步，大气积分仅一个模式年，而海洋用年平均的太阳辐射强迫积分 100 年。对大气的每个模式日，海洋与大气交换一次信息。这项计算在 UNIVAC1108 机上花 1200 小时。如按今天的计算机标准，其计算量也很庞大。

尽管在 GFDL 进行的第一次海气耦合积分，海陆设置简单，且有其它局限，但却模拟出可以接受的大气和海洋的温度 (图 8.6)。此模拟中的系统误差，在今天的粗网格 CGCM 中也仍然存在。如热带 SST 太低，高纬 SST 太高，大气的热带对流层太冷。但这标志着海气耦合的开始，说明两种独立的介质(大气和海洋)可以耦合，相互作用，并产生与观测相差不太远的气候。此后，发展了分辨率为 5°×5° ，大气 9 层，海洋 12 层，有真实地理形状的耦合模式，它仍采用不同步积分，大气积分了 310 个模式日，海洋积分 272 个模式年，海气之间每 1/4 个大气模式日交换一次信息。耦合积分中大气与海洋仍为不同步，耦合数据库随时更新，新的边界条件传给相应的模式 (图 8.7)，用这种方法大气模式积分 4.2 模式年，海洋模式积分 1200 模式年。

当全球模式发展到 80 年代，发现了非同步耦合的问题，如不利于用来做气候敏感性试

图 8.6 纬向平均大气和海洋温度剖面

右图为观测值，左图为由 GFDL 早期大气－海洋模式计算值 (Manabe, 1969)

图 8.7 GFDL 耦合模式对季节循环积分的非同步耦合方案

(Manabe, 1979)

验，促使在敏感性试验中采用同步耦合，并提出海洋与大气模式信息交换的频率至少为每个模式日一次。这就是现在同步耦合通信的最小频率。而不同步耦合还在耦合模拟的起动调整阶段使用。

如果大气模式没有日变化，那么每模式日一次的通信频率就够了，如果大气模式包括日变化，则海洋与大气之间的通信频率则需达每小时一次的量级。这就大大增加了计算量，因为大气模式包括日变化要求在计算中更多地调用耗计算机时较多的辐射子程序。因此到 80 年代末大部分全球耦合模式不包括日变化，这并不是因为日变化不重要。事实上，日变化对气候模拟有显著的影响。但是在不包括日变化的情况下进行长期积分研究基本的气候敏感性也可行，能模拟出大多数第一级的气候特征。到了 90 年代，更多的耦合模式包括了日变化，在海洋与大气模式之间的通信频率更高了。总之，在模式逼真细致与允许进行长期积分的计算效率之间做出恰当的选择，是确立气候模拟总体设计所要考虑的中心要素。

（1）耦合模式的初始化和耦合调整

用于气候研究的海气耦合模拟试验，一般由耦合模式初始化，短时的耦合调整积分，耦合控制试验和敏感性试验 (图 8.8) 等组成。设计一个成功的海气耦合模式试验，主要挑战之一是把耦合模式控制试验的气候漂移减少到最小。因为气候漂移具有偏离某种初始状态的一种非强迫的趋势，它不是对平均气候状态产生的正常变率的组成部分，积分中出现的气候漂移关系到对气候变率的分析和对敏感性试验(如对辐射强迫变化响应)的解释。除了改进海洋和大气模式以外，减少气候漂移的方法主要是：① 通过耦合模式的初始化，制成接近平衡状态的耦合积分初始场，减少因初始场不平衡引起的气候漂移；② 对模式之间的通量交换进行调整。

图 8.8 海气耦合模拟试验流程图

(赵其庚, 1999)

耦合模式的初始化有各种不同方法，从耦合模式国际比较计划 (CMIP) 得到的资料，大多数是从平衡的海洋和大气初始场开始的耦合积分，但也有从非平衡的初始场开始耦合的探索，如大气模式国际比较计划 (AMIP) 规定的 SST 强迫积分 10 年后的结果作初始场，海洋模式使用从与大气模式相应月的观测分析温度和盐度分布起积分 10 年的结果作初始场。获得平衡初始场的方法通常是分别积分 AGCM 和 OGCM (参见图 8.8 初始化示意)。对

AGCM，一般是从观测初值出发，用规定的 SST 强迫 (可包括季节变化)，积分 10~20 年方可得到准平衡场。对 OGCM，一般从具有观测分析的温度 T 和盐度 S 的静止海洋 (因无洋流资料) 开始积分，海表通量多用向观测的海表温度 SST 和盐度 SSS 恢复的方法计算，也有用大气参数计算。但深层海洋响应慢，积分几千年才能使整个海洋达到稳定平衡状态。由于OGCM的初始化需要的计算量太大，GFDL还设计了一种对深层海洋加速积分的方案，即在同一积分中，下层积分步长比上层长，其优点是可使整个海洋较快地达到好的稳定平衡；缺点是由于时间尺度不同，上下层之间的混合可产生自上层向下层的异常瞬时强迫。

对海洋模式还有一种初值化方法。在模拟开始，强迫海洋的三维结构与观测资料一致。如海洋积分从观测的二维 (纬度－深度) 或三维海洋温度和盐度结构开始，并强迫模式变量向观测值接近。这种方法的优点是，海洋模式开始状态接近观测的海洋，避免了因使用加速积分方法涉及的时间尺度问题而产生的系统误差。使用这种方法的前提是，对大部分深层海洋离开初值的时间尺度应为 100 年或以上。因此，当所研究的气候问题的时间尺度为 100 年或以下时 (如季节到年际尺度)，海洋状态的这种慢的漂移比起耦合模式所研究的信号小得多。由于初始海洋状态未达到稳定平衡，模式海洋将会慢慢地向模式自己的气候状态漂移，不管这种漂移多么小，在模式系统中也会出现不平衡，这种缺陷能影响耦合模拟结果。此外，古代气候的记录已表明，观测的海洋－大气系统可能不处在平衡之中，因而海洋观测的代表性是不完全的，只能看作是更长时间尺度变化中某时段的状态。

经过初始化得到的模式海洋和大气状态，即使分别达到了稳定平衡也不能保证海洋与大气间的通量交换互相匹配，在耦合开始后仍会因互相不平衡而产生耦合冲击 (coupled shock)。为减小耦合冲击，常在耦合开始后的短期内 (一般 10 年左右) 进行耦合调整，采取耦合恢复或仅对海洋模式使用大气通量等方法，待调整以后再正式开始耦合的控制试验积分。

（2）气候漂移和通量调整

耦合模式中每个不精确的分模式有它本身的系统误差。耦合模式系统误差定义为模式模拟中稳定的误差，它是由分模式的缺陷单独产生的误差，再加上各分模式在耦合之后产生的误差，或者说是由于不精确的各分模式之间的耦合相互作用产生的误差。有时也把这样定义的系统误差称作气候漂移。本节所称的气候漂移，不是指耦合模式以几年或更短时间向相对稳定的系统误差形式的急速演变，而是指耦合系统以长时间尺度 (百年量级) 从海洋的一种初始状态，或从耦合分模式之间小的不平衡开始的缓慢的状态变化。如果使用加速的起动调整方法，按定义则系统没有什么气候漂移，但在海洋分模式中可能有较大的系统误差。

面对这些系统误差，耦合模拟者必须做出合理的决定。一种处理方法是认定系统误差虽然在控制积分中严重，但有指示性意义，可准确地表示耦合模式的缺欠，为解释敏感性试验结果提供有意义的信息。这样处理的好处是，耦合的模式在内部一致，模式的缺欠没有被掩饰和隐藏，可根据耦合模式的响应直接解释敏感性试验。其缺点是控制积分的系统误差可能不真实地影响敏感性试验的结果。

另一种处理方法：模拟者可认定，在控制试验中出现的系统误差过大，对敏感性试验结果的影响已达到不能接受的程度，必须对控制试验中的误差进行某种修正，以便为敏感性试验提供一个更真实的基本气候状态。这种方法称作通量订正或通量调整。其好处是使控制试验的模拟更像观测系统，基本状态的改善可为气候敏感性提供更好的评估。这里还隐含一个假设，即敏感性试验是基本状态上的一个小扰动。缺点是耦合系统已被改变，敏感性试验结果不能准确表示在没有订正情况下耦合结果的特征。

对海气界面上的变量(图 8.5)有几种方法进行通量订正。对热通量的订正，一般是先在观测风应力和海面气温强迫下运行海洋模式，可获得对海洋的净热通量强迫 H_o，即

$$H_0 = \gamma(T_{obs} - T_{comp}) \tag{8.1.87}$$

式中 γ 被 Haney 称为耦合系数。此系数引进了一个对海洋模式计算的 SST(T_{comp})的时间滞后订正，使其接近观测的 SST(T_{obs})。在对海洋模式积分若干时间后，H_o 的值(需要订正 T_{comp} 到 T_{obs} 所需的净热通量)做为时间和空间函数被储存下来。

接着用观测的 SST 强迫大气模式进行积分，把由大气模式计算的净热通量 H_a(由 8.1.5 式的不平衡产生)也做为时间和空间的函数存下来。则对耦合模式的热通量订正值 H_c 为

$$H_c = H_o - H_a \tag{8.1.88}$$

在每一时步，把它作为时间和空间的函数加进从大气到海洋的净热通量中。从几个模式总的情况看，净海表热通量可以表示出全耦合动力学模式的问题。

在热带，大气模式净热通量的系统误差通常比海洋模式小 (海洋模式有强的变冷趋势)，耦合模式的系统误差是由海洋模式主导。如在耦合模拟中热带的热通量比观测的正值大，SST 比观测值低。在这种情况下，采用 Hc 作通量订正，加入由大气模式计算的热通量上，就可订正海洋模式系统变冷的误差。

对于其它量的通量订正，一般在观测的 SST 强迫下首先积分大气模式。由大气模式计算出的风应力和淡水通量 (P－E) 值减去观测的风应力和由观测盐度计算的淡水通量则获得对来自大气模式的通量的订正值，把这些值作为空间和时间的函数储存下来，在耦合积分的每一时步，把订正值分别加到由大气模式计算的风应力和淡水通量值中。这可有效地消除来自大气模式的系统误差，使耦合模拟大致接近观测值。

进行通量订正是希望消除耦合模式向自身充满系统误差的气候“漂移”。因订正项仅加在每一时步，耦合模式还可能存在慢的漂移，另外还有表面条件的改变问题，如所有的冰在某格点融化，对新的裸露的海洋点的通量订正要根据新情况进行处理。总之，耦合模式的系统误差很显著，如何处理也还有争论。如果用通量订正方法，订正项相当大，有时可达正确值的 5 倍以上。若不进行通量订正，则模拟将有相当大的系统误差，如在热带某些地区 SST 比观测值可低 4℃以上。

（3） 距平耦合

为减小耦合模式的气候漂移，对于海气间的通量交换也可采用距平耦合代替完全直接耦合的方法，即对某些通量或全部通量扣除其模式气候的平均量。例如美国国家环境预报中心(NCEP)用于太平洋海温预报的耦合模式对短波辐射和风应力采用距平耦合方法。这实际上也是一种通量订正，可减小大气模式和海洋模式的系统误差。

中国科学院大气物理研究所张学洪等（1992）采用月平均通量距平耦合方案研制了全球大气、海洋和海冰耦合模式，对控制气候漂移取得了令人满意的结果。该方案假设由大气通过海面进入海洋的通量 F 为大气状态，并和海洋状态Ψ的函数，定义：

$$F^{c} = F(\Phi^{c}, \Psi^{c}) \tag{8.1.89}$$

$$F^{u} = F(\Phi^{o}, \Psi^{u}) \tag{8.1.90}$$

$$F_O^{\ R} = F(\Phi^{u}, \Psi^{u}) \tag{8.1.91}$$

式中上标 c、u 和 o 分别表示耦合、未耦合和观测的状态，F^c 为海洋模式和大气模式直接耦合时海洋得到的通量；F^u 是单独的海洋模式在观测的大气强迫下得到的通量；F_0^R 为由未耦合的海洋和大气状态计算得到的参考通量。

由大气进入海洋的通量距平定义为

$$\delta F = F^c - F_0^R \tag{8.1.92}$$

耦合模式中大气进入海洋的通量则为

$$F = F^u - \delta F \tag{8.1.93}$$

考虑到一个没有明显气候漂移的耦合系统其通量距平的长期平均值应该趋于零，如果耦合积分开始时未耦合的大气和海洋模式都已达到自己的准平衡态，这时的δF 值应接近于零，但这不能保证耦合开始后δF 的长期平均值接近于零，因为它决定于耦合模式的性能和状态。为使通量矩平的长期平均值接近于零，该方案在开始阶段先进行耦合调整试验，设耦合调整时期通量距平的平均值为

$$\overline{\delta F} = \frac{1}{T}\int_0^T (F^c - F_0^R)dt \tag{8.1.94}$$

其中 T 为耦合调整积分时间，代入后则第一次调整后得到的参考通量为

$$F_1^R = F_0^R + \overline{\delta F} \tag{8.1.95}$$

再用新的参考通量 F_1^R 代替 F_0^R 进行第二次耦合调整积分，得到新的 $\overline{\delta F}$ 和 F_2^R。如此继续下去，直至 $\overline{\delta F}$ 趋近于零，最后得到固定的参考通量 F^R。据他们的经验，这种耦合调整积分长度为 3~5 年，只须重复进行 1~2 次即可达到趋近于零。用此耦合方案于全球 20 层海洋模式和 9 层大气模式进行 200 年耦合积分得到的全球平均 SST 和海冰面积变化表明，全球 SST 除前 10 年略有上升外均围绕其平均值振荡，海冰面积也基本上没有气候漂移。

4. 大气、海洋、海冰耦合模拟应用

由于大气、海洋和海冰的相互作用极为重要，因此要能精确模拟出在大气 - 海洋 - 海冰界面附近的变化，就要求在计算中把这三个介质全部引入模式 (在无冰水域情况下，只引入大气和海洋两个介质)。这个问题对长时间尺度的模拟尤为重要，如模拟大气中增加二氧化碳和痕量气体对未来气候的影响问题。许多研究人员终于研究出了海洋、海冰和大气的耦合模式 (Washington et al., 1991)。

在海洋、海冰和大气耦合计算中，一个主要问题是不同介质的时间尺度差异，特别是整个大气对外部条件调整的反应远比海洋迅速得多，调整的时间尺度大约只有几天到几个月 (Gates, 1981)。虽然海冰、雪盖和洋面海水响应的时间尺度大约也是几个月，但是深海响应的时间尺度一般就需要几百年了。模拟高山冰川和冰盖，它们响应的时间尺度分别为几百年和几千年左右。

由于大气和海洋时间尺度不同，所以某些大气 - 海洋的耦合工作是非同步。在这种情况下，大气和海洋模式是用不同的时间步长分开后相继运算。先把大气计算的结果作为下一步海洋迭代的边界条件代入海洋模式，然后再把海洋计算的结果代入大气模式。例如，Manabe et al.,(1975) 和 Bryan et al. (1975) 的第一个全球环流耦合模式中，大气用的是 9 层模式，海洋用的是 12 层模式。Washington et al.(1980)的 8 层大气模式和 4 层海洋原始方程

模式中，也都是这样处理的。早期耦合区域有限模式 (Bryan, 1969b; Manabe, 1969a,b; Manabe et al., 1969) 的推广运用的是年平均日照，而不是有季节变化的太阳辐射；在后来的模式版本中 (Manabe et al., 1979)改进采用了实际太阳辐射的真实季节变化值。

在另外一些模式中进行了同步运算，例如 Bryan et al. (1982) 的模式将大气环流谱模式和深海模式同步耦合。Bryan et al.(1982) 的模式建立在 Manabe et al. (1980) 早期使用的模式基础上，用 9 层大气谱模式与没有平流或扩散的固定深度的海洋混合模式耦合。

上述大部分耦合模式都以某种方式包括了海冰。虽然用了比上一节谈到的单独海冰模式更简化的参数化，例如 Bryan et al. (1975) 和 Manabe et al. (1975) 根据能量平衡和海冰移动，在模式中引入了海冰热力学含义，但没有考虑浮冰不同厚度的影响。当海冰厚度超过 4m 时，所有海冰都停止移动；当冰厚度小于 4m 时，海冰是严格随海洋上层的海水漂移的。由此产生的计算结果将导致北极海冰随时间增长过快，平均和最大冰厚度不断增大，在模拟的 200 年内，它们的值分别达到 5.32m 和 29.7m (Manabe et al., 1975)。与此相反，模拟的南极冰盖远比实测冰盖少，这是由于模拟南极地面温度太暖的缘故。

用耦合模式进行的大多数研究 (例如 Manabe et al., 1975; Manabe et al., 1979; Manabe et al., 1980; Washington et al., 1980; Washington et al., 1984; Washington et al., 1986) 所模拟出的海冰分布都比非耦合模式模拟的结果差。在 Washington et al.(1980) 的模拟中，海冰是用严格的热力学方法处理的，而且没有考虑浮冰的超前，结果南大洋海冰很少。一年中大部分时间海冰主要限于罗斯海和威德尔海。模拟结果反映南大洋模拟的海面温度比实测值偏暖 1～5K，主要原因是由于模式网格粗和次尺度热扩散过剩而产生的结果 (Washington et al., 1980)。

耦合模式模拟的结果比单独模式有所改进，特别是那些已知的单独模式模拟较差的地方，因为这些模式没有详细规定边界条件。例如，单独海冰模式模拟出来的北大西洋北部海冰过剩，而在 Hibler et al. (1984) 海洋－海冰耦合模拟中北大西洋北部海冰大大减少了。Hibler 和 Bryan 把 Hibler (1979) 海冰模式和 Bryan (1969a) 海洋模式耦合，用于包括格陵兰海和挪威海有限区域的模拟，结果与格陵兰海和挪威海实测海冰边缘相比，冬季的海冰边缘的位置比 Hibler (1979) 单独模式有了明显的改进。

8.1.5.2 全球-区域嵌套模式

由于当前的全球大气-海洋-陆地耦合模式（CGCM）的空间分辨率一般在百公里的量级，因而难以描述区域尺度的复杂地形、植被分布和物理过程，对区域尺度的气候及其变化，尤其是对降水的模拟与预报能力不高。为了克服 CGCM 在该方面存在的较大的不确定性，90 年代以来区域气候模式极为迅速地发展起来。

为了提高模拟区域气候变化的能力，目前主要有以下几个途径：一是增加现有全球环流模式的水平分辨率，如日本全球变化前沿研究计划（Frontier Research System for Global Change）就正在发展水平分辨率大气环流模式为几十至几公里、海洋环流模式为 0.1°的全球模式，并为此而开发研制超高性能的并行计算机“地球模拟器”。二是在全球环流模式中采用变网格方案技术，在重点研究区域采用较高的水平分辨率（如 T200），而远离重点研究区域的地区则取较低分辨率（如 T18）。三是采用高分辨率的区域气候模式与全球环流模式进行嵌套。一些区域气候模式将全球大气环流模式范围缩小到要研究的区域，再与相应的全球模式相嵌套。而更多的区域气候模式的动力学框架则取自中尺度天气模式，并引入气候物理过程参数化方案，使之适应于气候研究。

由于第一、第二两种方法受到计算机能力的限制、变网格方案的复杂性以及发展适当的物理过程参数化方案的困难，所以利用第三种方法—以发展全球－区域嵌套模式进行区域气候模拟研究占多数。由于具有较高的分辨率，区域气候模式可以细致地描述研究区域内的地形、海岸线及地表植被分布等地表特征，加之相对更加完善的物理过程，进而能对区域内不同尺度系统之间的相互作用进行更好地模拟，因此，区域气候模式通常可以更准确地揭示大尺度背景下的区域气候特征。

发展区域气候模式有几个关键环节：①物理过程参数化方案；②空间分辨率；③侧边界嵌套方案；④初始化方案。每个模式根据其不同的发展阶段又形成了各自不同的版本，下面介绍 MM4 和 RegCM2 模式，并对其侧边界条件与嵌套技术做简要介绍。

1. 区域中尺度气象模式

有限区域中尺度气象模式（MM）是一个具三维原始方程数值模式 (Athens and Warner 1978; Athens et al., 1987)。MM 模式中主要物理过程包括辐射计算、边界层处理、积云对流参数化、陆面过程模式。

第四代 MM 模式（MM4）辐射计算采用改进的 CCM2 辐射方案，将太阳辐射分为近红外和可见光部分，太阳光谱分 18 个波段进行计算,晴空辐射包括瑞利散射和 O_3 、CO_2 、H_2O、O_2 的辐射效应,在有云的情况下考虑云顶反射、云与云、云与地面间的多次反射。模式用 Kuo - Athens 型积云方案刻划积云对流过程，包括云水和雨水的预报、可分辨尺度的平流等。模式下边界与陆面过程模式 BATS 耦合，以刻划植被、土壤和大气间的动量、热量和水汽交换，包括一层植被与三层土壤及雪被在内的陆面物理过程。它包含 18 种植被类型,土壤层分辨土壤的质地和颜色等主要物理属性。区域模式要求给出一系列 BATS 场的初始值，一般假设土壤表面温度和植被温度与大气最底层的气温一致，土壤水含量根据植被和土壤类型确定。土壤水文过程包括土壤水预报、降水、径流、积雪、蒸发、土壤水扩散等。土壤水运动从高分辨的土壤模式中求出,地表径流是降水率和土壤饱和度的函数。

边界层的计算采用中等分辨率方案, 表面蒸发依赖于土壤水的可获得率。在边界层通量计算中,湍流输送在稳定和近中性层的结构条件下由涡漩扩散决定，其扩散系数依赖于表面粗糙度和近地层大气稳定度。在不稳定条件下，湍流输送由于对流调整进行, 除标准温度调整外, 也重新调整湿度的垂直分布。这一方案包含了反梯度输送项，刻划了对流引起的非局地输送 (陈明等, 2000)。下垫面预报量包括土壤上下层的温度、植被冠层温度、叶面温度等。

由于 MM4 主要模拟天气过程，在古气候模拟中并没有直接应用，但在此基础上发展了区域气候模式，则被用来模拟长期气候。

2. 区域气候模式

为了克服 GCM 因其网格较粗、难以捕捉中、小尺度强迫起主要作用的区域气候变化局限性，Dickinson et al. (1989) 首先利用一个有限区域中尺度气象模式 (MM4) 与其设计的生物圈－大气传输方案 (BATS) 相耦合，并与美国国家大气研究中心(NCAR)的 CCM 嵌套在一起，成功地对美国西部进行了气候模拟。以后进一步修改发展，如加入 CCM2 的辐射传输方案及 Dickinson (1993) 改进的 BATS1e 方案，并对边界层、积云对流的参数化及土壤温、湿计算等方案，NCAR 研制出第一代区域气候模式－RegCM1(Giorgi, 1989; 1990)。该区域气候模式已经被广泛地用来模拟北美、西欧、东亚和非洲的区域气候变化与变率。

RegCM2 的动力框架与 MM4 一致，采用σ坐标上静力、可压缩原始方程。其物理过程主要包括动力方程、连续方程、热力学方程、静力平衡方程、由连续方程得到的地面气压

倾向方程及各模式层上的垂直速度的诊断方程。模式的水平网格系统采用“Arakawa B”交错网格，这种网格将动量(P×u) 及 (P×v) 定义在“圆点”上，而其它变量定义在“叉点”上。各种试验表明这种网格系统对气压梯度力及水平散度的计算比较精确。模式在垂直方向可任意分层，各变量在垂直方向也是交替分布。其中“垂直速度”放在整σ层上，而其它所有变量放在半σ层上。图 8.9 给出了 RegCM2 中垂直和水平网格结构，为了采用高分辨率边界层方案，垂直方向采取非均匀分层，通常在大气底部分得较细。

表 8.2 列出了 RegCM2 模式的垂直分层情况。该模式在差分方案的设计上保持了质量及动量守恒，并近似满足总能量守恒。考虑到模式的精确性对所用静力平衡方程的形式相当敏感 (Anthes, 1971)，因而模式中位势高度Φ的计算是通过直接在速度层(σ半层) 上积分静力平衡方程得到，而不是如通常那样先积分到σ整层再插到速度层上。

模式气压梯度力的计算采用静力扣除的 Corby 格式。RegCM2 的时间积分方案采用由 Madala (1981) 提出的分离积分技术，该方案采用较短的时间步长来处理最快的两个重力

图 8.9　区域气候模式垂直网格结构

k 是垂直分层: 1, 2, ….11 层，分别对应半　层，数值见表 9.1 (郑益群, 2000)。

表 8.2　RegCM2 模式垂直分层情况

模，而对于其它过程则采用较长的时间步长。利用该技术可在保证精度的情况下使用超过两倍的时间步长。为了克服非线性不稳定及混淆误差，在模式中加进了水平扩散。水平扩散在贴近侧边界处的网格点上用二次形式，而在区域内部用四次形式。

为了描述次网格物理过程对模式变量的影响，必须对这些次网格过程进行参数化。NCAR 自 1993 年推出 RegCM2 后，一直未停止对其中物理过程参数化的改进。早期 RegCM2 版本中的辐射参数化采用的是 Briegleb (1992) 为 CCM2 设计的辐射包－CCM2RAD，其红外辐射计算与以前的方案类似，但短波分量的计算与以前有明显不同。CCM2RAD 采用 δ-埃丁顿近似来表示 O_3、H_2O、CO_2 和 O_2 的影响，散射、吸收光谱从 0.2~5 μm 分为 18 个波段，云的散射、吸收参数化采用 Slingo (1980) 的工作，云辐射依赖于三个云参数，云覆盖率 f_{cl}、云水含量 L、和云粒子半径 r_e，在晴空状态，该方案计算的辐射通量与加热率接近逐线和窄带的计算精度。此后，RegCM2 中又用 CCM3 的辐射包 (Kiehl et al., 1996) 代替了 CCM2RAD，虽然新方案中保留了原方案的主要特征，但增加了其它温室气体(如 NO_2, CH_4, CFCs)、大气硫物质及云冰的影响。在积云对流参数化方面，RegCM2 中原有 Kuo-Anthes 方案及 Grell 方案两种选择，后来又加入为 CCM3 发展的深积云对流方案－质量通量方案编制(Zhang et al., 1995) 。在 RegCM2 中，水汽可通过显式和隐式两种方法来计算，采用显式方案时，水汽、云水和雨水都作为预报量给出，但因该方案在气候模式中耗用机时过多，其后又对其进行了简化，在简化方案中仅仅包含一个云水诊断方程，并用

其表示云水形成、对流和湍流混合、次饱和状态下的再蒸发及通过整体自动转换项向雨水的转变。当然，该方案的改进不仅简化了微物理过程，而且将云水变化的预报直接用于云辐射计算，在此前的版本中，用于云辐射计算的云水变化是通过相对湿度诊断得到。这种改进为水循环的模拟和能量收支计算的相互作用提供了重要基础 (Giorgi, 1999)。RegCM2 中设置了两种行星边界层参数化方案，即整体空气动力学方案和高分辨边界层方案。利用高分辨方案可预报水平风速(u，v)、位温、水汽混合比(q_v)、及云水(q_c) 的垂直混合。在该方案中将大气层结构划分为四种类型，分别是：稳定、机械驱动湍流、强迫对流不稳定及自由对流不稳定。而这四类又可归纳为两个体系，即夜间体系和自由对流体系。根据这两个体系不同的稳定状态分别采用相应的垂直扩散方法来计算湍流输送。

对于下垫面强迫过程的描述，RegCM2 中耦合了由 Dickinson (1993) 改进的 BATS1e 方案。该方案在水分循环、地表感热及动量通量计算方面与较早的 BATS 方案类似，可描述 18 种下垫面类型，但不同之处在于为改善土壤湿度计算加进了 3m 深土壤层，修正了积雪区的土壤温度强迫回复计算法，并在利用粗糙度时考虑了非零的“位移长度”订正。因为陆－气相互作用在东亚古气候模拟中有重要影响，故有必要对 RegCM2 中的陆面过程方案作较为详细的介绍。

土壤温度对后期气候有明显的影响。BATS 将土壤温度在垂直方向分为三层。这包括具有日变化周期的表层土壤温度 T_{g1}、具有季节变化周期的次层土壤温度 T_{g2} 和固定的年平均深层土壤温度 T_{g3}。

表层和次层土壤温度分别如下：

$$\partial T_{g1}/\partial t = C_1 h_s/\rho_s C_s d_1 - C_2(T_{g1}-T_{g2})/\tau_1 \tag{8.1.96}$$

$$\partial T_{g2}/\partial t = -C_3[(T_{g2}-T_{g1})/\tau_1 + C_4(T_{g2}-T_{g3}) + Q_{sf}] \tag{8.1.97}$$

其中 $C_1 = 2\sqrt{\pi} = 3.5449, C_2 = 2\pi, C_3$ 是次层土壤张弛率，取为 0.2；C_4 为表层土壤温度对年平均值的减弱效应，除在永久冻土外都取为 0；$\tau_1=8.64\times10^4$s，即一天。h_s 为地表吸收的净热通量；Q_{sf} 表示由于融化或凝结造成的次层土壤温度的变化率。

对于水面、海冰或裸地表感热通量可表示成：

$$F_S = \rho_a c_p C_D V_a (T_{g1} - T_a) \tag{8.1.98}$$

相似地，水汽通量 F_q 为：

$$F_q = \rho_a C_D V_a f_g (q_g - q_a) \tag{8.1.99}$$

其中，q_g 是饱和混合比，q_a 是大气模式最低层水汽混合比，f_g 是湿度因子，除对扩散限制土壤表层外，取值为 1。在扩散限制土壤表层定义为地表实际蒸发率和可能蒸发率之比 $f_g=F_q/F_{qp}$，T_a、V_a 分别为冠层顶的温度和风速。拖曳系数 $C_D=f(C_{DN},R_{iB})$，C_{DN} 为中性稳定拖曳系数，R_{iB} 为总体理查逊数。

在 BATS 中，由于考虑了植物冠层与大气之间，植物冠层内空气以及空气和叶之间、根和土壤之间的水分、热量的非常复杂的传输过程，因而必须对它们进行合理的参数化。

叶面到大气的热通量 H_f、植物冠层到大气的热通量 H_a 及地表到大气的热通量 H_g 分别表示为：

$$H_f = \sigma_f L_{SAI} r_{la}^{-1} \rho_a c_p (T_f - T_{af}) \tag{8.1.100}$$

$$H_a = \rho_a c_p C_D V_a (T_{af} - T_a) = H_f + H_g \tag{8.1.101}$$

$$H_g = \rho_a c_p C_D[(1-\sigma_f)V_a + \sigma_f U_{af}](T_{g1} - T_{af}) \qquad (8.1.102)$$

式中，σ_f 为植被覆盖率，$A_f = \sigma_f L_{SAI}$ 表示总的湿植被冠层面积，r_{la}^{-1} 为叶的热和水汽通量的传导率。

由（8.1.100）～（8.1.102）可得到叶间空气温度 T_{af}，

$$T_{af} = (c_A T_a + c_F T_f + c_G T_{g1})/(c_A + c_F + c_G) \qquad (8.1.103)$$

以上各式：$c_A = C_D V_a, c_F = \sigma_f L_{SAI} r_{la}^{-1}, c_G = C_D[(1-\sigma_f)V_a + \sigma_f U_{af}]$，分别是冠层顶、叶和地面向大气的热量传输；$U_{af}$ 为进入叶间的风速。

同样利用 $E_a = E_f + E_g$，（E_a 为植物冠层向大气的水汽通量，E_f 与 E_g 分别为叶与地面向大气的水汽通量），可求得叶间空气水汽混合比 q_{af}，，即

$$q_{af} = (c_A q_a + c_V q_f^{SAT} + c_G f_g q_{g,s})/(c_A + c_V + c_G f_g) \qquad (8.1.104)$$

其中，$c_V = r'' c_F$ 是叶对水汽通量的平均传输率。

通过对叶能量守恒公式用 Newton-Rophson 迭代法可求解叶温 T_f，得到 T_f 后就有

$$\Delta T_{a,f} = T_a - T_f \qquad (8.1.105)$$

$$\Delta q_{a,f} = q_a - q_f \qquad (8.1.106)$$

用（8.1.105）、(8.1.106)可计算有植被地表向大气的感热和潜热通量，并可通过加上蒸散与叶向大气的水汽通量之差来更新叶水分收支。

最后，考虑植被时土壤各层的湿度及雪盖液水当量就可表示为：

$$\partial S_{sw}/\partial t = P_r(1-\sigma_f) - R_s + r_w - \beta E_{tr} - F_q + S_m + D_w \qquad (8.1.107)$$

$$\partial S_{tw}/\partial t = P_r(1-\sigma_f) - R_w + E_{tr} - F_q + S_m + D_w \qquad (8.1.109)$$

$$\partial S_{cv}/\partial t = P_s(1-\sigma_f) - F_q - S_m + D_s \qquad (8.1.110)$$

式中，S_{sw}、S_{tw} 分别为表层、根层上以米为单位的液水含量，S_{cv} 为雪盖的积雪水当量，P_r、P_s 分别为液、固态降水率，σ_f 为植被覆盖率，R_s 为表面径流, $R_w=R_s+R_g$ 为总径流量，r_w 为由根层到表层的水分扩散传输率，β 为表层土壤的蒸腾比率，E_{tr} 为干叶蒸腾率，F_q 为土壤水分蒸发率，S_m、D_w、D_s 分别为雪融率、过量水及过量雪自叶面的滴落率。有关 BATS 中参数化过程的基本公式更为详细的介绍 ，请参考 Dickinson（1993)的研究。

由于 RegCM 能够较稳定地模拟气候状况，在古气候模拟中多有应用（Hostetler et al., 1994; Zheng et al.,2004）。

3. 侧边界条件与嵌套技术

（1） 侧边界条件

由于区域气候模式在水平方向面积有限，并未覆盖整个地球表面，因而必须给出相应的侧边界条件才能使模式封闭。采用区域气候模式与全球气候模式进行侧边界嵌套，即由 GCM 提供边界值，使其能够长时间积分。在古气候模拟中，也通常采用全球气候模拟的结果作为区域气候模式的侧边界条件 (郑益群, 2000; 钱永甫等, 2001)。

由于模式积分的时间比较长，考虑到计算机机时过长等问题, 一般需要首先选择模拟

的区域作为模式的积分空间。需要确定的主要参数包括模式中心点位置 (经度和纬度)，水平格距为 km，垂直方向分层数，对应的σ层高度，模式大气顶部气压(hPa)。同时还需要确定模式地形和下垫面。

（2）嵌套原理与技术

嵌套原理。 嵌套模式的基本思想是，用粗分辨率的全球模式模拟全球气候，然后用其输出结果来驱动高分辨率的区域气候模式。在这种单向嵌套技术中，区域模式产生的环流并不反馈到全球模式中,但要求全球模式能够提供气候对各种强迫的正确响应。全球模式的典型分辨率在 200～400 km 左右,从区域气候模拟的角度, 这样粗的分辨率已极大地歪曲了局部地形、海岸线及下垫面分布状况等一系列影响局地气候的因子。因此发展区域和全球模式的嵌套技术，既可以获得大尺度天气系统的基本特征，又能够获得由大量中尺度强迫引起的高分辨率信号。嵌套技术的两个主要问题是：嵌套区域模式是否能够积分足够长的时间而不引起模式误差的过度增长；其次嵌套区域气候模式模拟的天气系统是否代表了真实的天气特征并能够反映高分辨率的区域和中尺度强迫过程。

嵌套技术。 嵌套区域气候模式有几种侧边界处理方案可供选择，分别是：①固定边界；②时间相关边界；③湿度流入流出边界；④海绵边界；⑤线性松弛边界；⑥指数松弛边界。

嵌套的区域气候模式要求给出初始场和随时间变化的边界强迫场，包括风场、温度场、湿度场和气压场。对一个给定的积分时段,这些变量首先从全球模式的输出结果中插值到区域模式的格点上,并通过指数松弛技术设置边界缓冲区, 以有效地阻止边界波的反射。当区域与全球模式嵌套时, 边界吸收是一个重要问题。边界上提供区域模式内部大尺度的大气结构, 驱动区域模式内部中尺度和天气尺度系统发展。从这个意义上讲，区域模式模拟了局部地区强迫引起的高分辨率环流, 叠加在大尺度场上。因此，边界场必须满足的条件是由区域模式引起的大尺度环流必须与全球模式提供的大尺度强迫一致, 同时区域模式必须给出基于模式内部物理过程产生的高分辨率信息。因此，大尺度强迫因子不可太强, 否则掩盖了区域内部的中尺度强迫信号。缓冲区的作用在于使大尺度强迫与区域模式得到的中尺度结果充分混合，既保持区域模式内外的一致, 又使区域模式内部中尺度强迫物理过程充分发展。

8.2 特征时期的古气候模拟

8.2.1 第四纪气候模拟

第四纪始于 2~3Ma，是地质历史上的一个冰期时代。地球气候从新生代开始衰落 (Cenozoic Decline) ，第四纪进入地质史中的最后一个冰期。

尽管第四纪处于一个冰期时代，但全球具有次一级的冰期-间冰期变化，反映第四纪冷、暖的周期性变化。进入第四纪时，现代大洋和现代大陆的基本轮廓已经形成，但随着冰期、间冰期气候的波动，海平面曾多次发生幅度很大的升降，影响到海、陆的外形和范围的消长。植物界和动物界在第四纪复杂的环境下进一步发展、演化，特别是高级哺乳动物的进化，终于出现了人类，成为生物发展史和环境形成过程中的飞跃。现代自然环境的面貌基本形成，自此以后，尤其是近万年以来，环境变化不再是纯粹的“自然”变化，而是在自然演变的背景上加上了深刻的人类活动影响所共同产生的结果。第四纪时期，我国西部高

原、山地强烈隆起，东部平原不断沉降，自西向东地势高差日益扩大，从南到北的纬度分带、沿海到内陆的分区、平原到高原的垂直分异等气候特征形成。而从长期气候演化来看，气候在总的变冷趋势下多次发生冷暖变化。

8.2.1.1 第四纪构造－气候

在地球的演化史中，大规模的构造运动往往导致大幅度的气候变化，比如大冰期总与强造山运动相伴，第四纪大冰期亦与青藏高原的隆升相伴。关于其间相互联系的原因，李四光 (1972) 曾认为“大陆上升使气温下降，积雪扩大”，该论述显然正确，但缺少中间环节。中低纬度高山的冰雪地区，由于大陆上升而直接导致积雪扩大，而南极和格陵兰高原本身已在冰雪圈中，即使地势不高也应有冰雪覆盖 (如北极海)。以上问题更确切的解释似乎应该是：大陆上升之所以导致两极冰雪圈的存在并扩大，应通过大气环流模式的应用和构造－气候模拟的研究来提供气候变化的机制解释。

本小节拟围绕第四纪地球最显著的构造运动—青藏高原隆升，进行相关的气候模拟介绍。

1. 高原隆升对气候系统作用

北半球新生代以来，随着古特提斯海的消失和青藏高原的隆起，行星风系萎缩和转型， 季风系统的发生和演化，不断被古气候模拟所认识。真锅淑郎等 (1977) 的研究表明，在有青藏高原存在时，北半球大气活动中心的位置和环流形势，无论冬、夏都与目前的实测结

图 8.10 GCM 模拟北半球地形变化下的古气压场（hPa）

M：有山试验；NM：无山试验。图中深色箭头表示高空急流路径（Ruddiman and Kutzbach, 1989）。

果一致。但是在数值模拟中设置青藏高原为 1000m a.s.l. 以下的地形，即无山模式，情况完全不同，冬季的西伯利亚高压不复存在，夏季的印度热低压消失，也不存在给大陆带来水汽的西南季风，在这种环流形势下，青藏高原地区上空盛行下沉气流，气候炎热干燥。对流层下部的季风环流系统是由和海陆分布相联系的非绝热加热场决定，地形仅对系统产生次一级的作用，当若无地形作用，则模拟不出对流层上部的南亚高压（Kuo et al., 1982)。Ruddiman 和 Kutzbach 采用 GCM 模式，设置了亚洲青藏高原和北美科罗拉多高原在不断隆起的两个典型阶段进行古气候模拟（Ruddiman and Kutzbach, 1989）， 检验北半球地形变化对季节性地表压力的影响和大气环流的变化。模拟采用两个试验方案：亚洲和北美的有山地形和无山地形。与无山地形试验相比，模拟结果表明有山地形试验在夏季（7 月）的北美和亚洲产生了明显的季风环流 （图 8.10），东亚和北美东部降水增多，而北美西海岸和地中海地区降水减少。冬季（1 月）北美，北欧和亚洲北部、北冰洋降温，亚洲内陆和北美的北部降水显著减少。

2. 青藏高原隆升对亚洲季风形成的影响

(1) 南亚季风形成

德国著名气象学家 Flohn (1968) 最早指出青藏高原在大尺度南亚季风中的重要性，Manabe et al. (1974)利用大气环流模式 GCM 进行了有山、无山的对比试验才使得这一问题得到全

面而深入的认识。青藏高原大地形不仅直接控制着冬季西伯利亚高压的位置和强度，而且决定着夏季风的建立与发展。Hahn 和 Manabe (1975) (图 8.11) 应用 GFDL 十一层大气环流

图 8.11　GFDL-GCM 模拟青藏高原对南亚季风形成的敏感性试验

7 月海面气压场模拟：a. 有山试验， b. 无山试验 (Hahn et al., 1975)。

数值模式，模拟了青藏高原对南亚季风环流的作用。他们以风向的改变作为季风爆发的标志，发现风向的改变如同雨季开始一样有突发性。 根据地面经向风的转变和高空纬向风的突变的结果，反映青藏高原的存在引起这种突然的季节变化现象。在无山的实验中，高空副热带急流并不发生突然的北跳，相反，是缓慢地向北移动的。在地面风向的变化中，南风向北推移的日期比有山要早，但推移速度缓慢，其北界也只能到达印度南部 15°N 附近。

通过一系列 GCM 敏感性试验的分析得出：高原地形对南亚季风的作用比地球轨道参数、大气 CO_2 含量及冰期－间冰期下边界条件的影响都更为重要。数值试验(Prell et al., 1992；Ramstein et al，1997)表明，由于从早渐新世到晚中新世，欧亚大陆的古地理环境发生了巨大的变化，古特提斯海 (Paratethys) 的退缩导致欧亚大陆面积扩大，从而使亚洲季风及其降水 (主要指 30° N 以南地区) 显著增强，所以他们认为 Paratethys 海退缩引起的海陆分布变化在对亚洲季风的驱动方面与高原隆升的作用同等重要。

(2) 东亚季风演变

古气候模拟试图反演和证实青藏高原大地形对大气环流的影响，特别是对亚洲夏季风的影响。青藏高原大地形的对比试验，表明大地形对亚洲冬季风的环流型的维持作用重要 (Manabe, 1974)。采用一个 8 层的两维模式，模拟了夏季的气候状况，在有地形和无地形两种情况下的夏季风环流敏感性试验。发现只有在模式中引入山脉后方能模拟得到比较实际的纬向风 (Murakami 1970)。东亚季风环流系统的形成，大气的非绝热作用比地形的动力作用更重要；而对印度季风环流系统的形成，地形的动力作用和大气的非绝热热力作用同等重要 (骆美霞等, 1991)。

Kutzbach et al. (1989, 1993) 等利用大气及海气耦合 GCM 模拟的结果说明，东亚夏季风的确是随着高原高度的上升而不断向北发展。夏季高原东侧的偏南风随着高原隆升逐渐向北扩展。无地形时夏季地面南风一般不越过 20° N，当高原地形上升到现代的一半左右时，地面南风可以向北扩展到 30° N 附近。只有在高原完全隆起之后，高原东侧的偏南风才能向北推进到 40° N 以北。在无地形时亚洲夏季风及其降水主要分布在 30° N 以南。在高原东侧 30° N 以北地区，冬季对流层低层的风是随着高原隆升从偏西风逐渐转变成偏北风 (de Menocal et al., 1993)。一系列改变青藏高原地形高度的敏感性模拟试验表明，东亚季风、特别是东亚长江以北地区，高原隆升的响应冬季风比夏季风更敏感。再考虑到低纬度的印度季风主要来源于南半球的马斯克林高压，而中纬度的东亚夏季风主要源于澳大利亚高压，即使在高原尚未大幅度隆起的情况下，南亚地区海陆之间的经向热力对比就足以激发具有一定强度的热带季风；但只有当高原隆升达到较高的高度时，主要受东西向热力对比控制的东亚季风才能出现在 30° N 以北的中纬度地区 (刘晓东等, 2000)。

(3) 高原季风演化

对流层气温随高度升高以大约 6.5℃/km 的递减率下降，因此随着高原隆起，广阔的高

原面上地面气温会较该地区隆起前大大降低。据推算，目前高原上的年平均气温比上新世晚期低 12°～20℃。Kutzbach et al. (1993) 的数值模拟结果显示，青藏地区在高原隆起后比隆起前 1 月气温下降了 14℃，而 7 月气温下降达 22℃；冬季降水变化不大，但夏季降水大大增加。可见，青藏高原的隆起不仅造就了全球最高的一个巨型构造地貌单元，同时也形成了一个独特的高原气候区。

高原季风是大气环流对高原与其周围平原地区热力差异季节性改变的响应在风场上的表现。冬(夏)季高原上大气是个冷 (热) 源，所以在高原近地面为反气旋 (气旋) 式环流，这样高原邻近地区的大气环流就呈现出冬、夏季反向的盛行风。气候模拟研究表明 (汤懋苍等, 1993, 1995; 刘晓东等, 1996)，在高原隆起过程中，高原季风也是逐步发展的。当高原隆起水平尺度超过斜压大气地转适应的临界尺度时，高原热力作用所形成的气压场才能维持，风场向气压场调整。由于冬、夏季高原大气具有反向的热力作用，于是形成一种浅薄的高原季风。当高原隆起的垂直高度大于影响气候的临界高度 (1500~2000m) 时，纬向气流明显受到地形阻挡，并从以爬坡分量为主，转变成以绕流分量为主。冬季高原大气相对于周围的冷源作用增强，夏季地面净辐射开始增加，水汽的相对凝结高度降低，高原上大气浑浊度大大减小。当高原大气因感热加热变得不稳定时，便导致积云对流活跃，大量的凝结潜热随上升气流被输送到对流层高层，并在那里建立起青藏高压，于是深厚而稳定的高原季风从此建立。

由于高原季风建立大大破坏了原来准纬向的气候带，使高原东、西两边，以及南、北两侧气候出现了巨大的差异。高原冬季风增强了高原周围的反气旋式环流，从而使高原东侧受到来自北方大陆性气团的偏北气流控制，结果在那里形成干燥寒冷的冬季气候；高原西侧受到来自低纬海洋性气团的偏南风影响，造成相对温和潮湿的冬季气候。夏季的情况正好相反，对流层低层环绕高原的气旋式环流大大增强，于是在高原东南侧形成潮湿气候，而在高原西北侧形成干旱气候。

3. 高原隆升引起的气候变化

(1) 新生代以来的全球气候变冷

很早就有人提出造山运动能引起全球变冷，甚至导致冰期出现的论断。Ruddiman et al. (1997) 提出新生代构造隆升导致气候变化的假设。认为以青藏高原为主的构造隆升，不仅对大气和海洋环流具有大规模的影响，而且通过风化和侵蚀等作用，使大气 CO_2 浓度降低，从而造成新生代以来的全球气候变冷。高原隆升可以通过各种直接和间接的作用使气候变冷。一方面，高原抬升使当地因气温直减率效应而变冷，同时像青藏高原这样的大地形隆起之后，会使部分地面进入冰冻圈，促使高原面上大范围冬季雪盖形成，并通过反射率－温度反馈而影响到北半球、甚至全球的气候。另一方面，高原隆升可以通过间接的生物化学作用使全球，特别是高纬地区变冷。在高原隆起地区，硅酸盐矿物的化学风化作用增强可以吸收大气中更多的 CO_2 以生成碳酸钙，从而减少了大气中 CO_2 的含量，结果使高原隆起的气候效应扩大到全球。关于高原隆升导致全球气候变冷的机制还有其他观点，例如通过气候模拟证实，高原隆起使地球大气的热机效率增大，造成行星西风增强，从而引起高纬地区降温，以至形成大冰期 (汤懋苍等, 1998)。

(2) 北半球中纬度地区干旱气候发展

大量的地质证据揭示，亚洲中部及北美内陆自晚新生代以来气候在向着干旱化方向发展。现代高原气象学研究表明，包括中亚和我国西北在内的高原邻近地区的干旱气候，与过山气流的动力性绕流以及夏季高原上升气流在高原外围的补偿性下沉有关。对比 Broccoli et al. (1992) 的 GCM 对北美大陆模拟，通过有、无北美山地地形敏感性试验，表

明北美内陆干旱与中亚中纬度内陆干旱的形成机制差异。北美中纬度干旱区主要位于地形强迫形成的驻波槽的上游，处于大尺度下沉区，抑制了风暴扰动的发展以及经向分布的落基山地形引起的西风气流强迫上升及其随后的下沉相联系的“雨影”效应，是造成北美内陆干旱的重要原因。但中亚干旱的成因与此不完全相同。在欧亚地区夏季西风带北撤，以致西风带主流几乎碰不到青藏高原。青藏高原是通过激发夏季风环流而影响中亚干旱的，即与低层相对干燥的气旋式流动、中亚的下沉气流以及风暴路径的北移密切相关。此外，地形也减少了进入大陆内部的水汽输送和地表蒸发，因而也对周围干旱的形成有贡献 (刘晓东等, 2000)。这些数值试验肯定了高原隆升对中纬度干旱气候形成的作用。

(3) 高原隆升引起的气候突变与渐变

高原隆升是地质气候变化的重要驱动力。高原隆升的形式不同，则对气候的影响也不一样。在线性驱动的情况下，当高原逐步隆起时，将导致气候逐渐而缓慢地变化；但当高原跳跃式阶段性隆起时，则会引起气候突变。然而实际情况并非如此，由于气候系统中的非线性作用，在某些气候突变点附近，渐变式的高原隆起却可以导致气候突变。Birchfieid et al. (1983) 曾利用一个纬向平均能量平衡模式的研究发现，在无地形条件下北半球平均的地面气温随太阳辐射增强基本上呈线性增加；但当中纬度存在高原时，在某个临界值附近，当太阳辐射略有变化即可导致气候突变。该模式气候敏感性增加是由于中纬度高原存在使高原积雪反射率－温度反馈机制增强造成的。大气动力学和热力学分析表明，就地形对大气环流的影响而言，存在着某个 (或几个) 临界高度。当高原隆起突破临界高度时，能对大气产生强烈作用，从而造成大气环流、大气热力结构、亚洲季风乃至全球气候的一系列巨大转变 (刘晓东等, 1996)。从高原动力作用考虑，青藏高原的动力临界高度大约在 1.5~2 km 之间或更低，一旦高原超过这一临界高度，过山气流将从以爬坡为主转变为以绕流为主，这必然引起大气环流格局的一次大调整。高原大气的水汽凝结高度也大致在这一临界高度附近，因此高原上升达到这一高度，会使相对凝结高度大大降低，有利于水汽凝结和潜热加热的增强，从而在动力和热力作用的共同影响下造成气候突变 (汤懋苍等, 1995; 刘晓东等, 1996)。

基于大气角动量守恒的简单理论分析指出 (Plumb et al., 1992)，对季风影响，高原热源的变化存在一个临界值。当高原热源强度超过这个临界值时，才能在青藏高原南侧夏季形成与 Hadley 环流反向的经向季风环流圈，维持与现代相近的强季风形势。与达到这个热源临界值相对应的地形高度估计不低于 3km ，这个隆升高度被认为是晚新生代以来亚洲季风突变的一个重要原因 (Molnar, 1997)。敏感性试验表明，在高原隆升达到现代高度的一半之前，东亚大约 30° N 以北地区，近地面风冬夏反向意义的季风现象并不存在。因此在高原高度超过现代的一半左右时，东亚季风可能经历了一次从量变到质变的飞跃 (刘晓东等, 2000)。

8.2.1.2 末次间冰期

根据深海岩芯 V28-238 氧同位素的划分方案，晚更新世包括介于终点Ⅰ和Ⅱ之间的这个时段 (平均年代为 128ka ~11ka)。为一个完整的冰期旋回，包括氧同位素 2~5 四个阶段 (Emiliani, 1955)。对末次间冰期与末次冰期的划分，存在不同意见：一种意见认为末次间冰期包括了氧同位素阶段 5，持续时间约 58ka，而末次冰期起始于 70ka BP (Bowen, 1978)。另一种观点认为末次间冰期只包括氧同位素 5e 阶段，持续时间约 20ka (Shackleton et al., 1973; 2003)，末次冰期始于 115ka BP。

根据地质资料， 海洋氧同位素阶段 5e 时期气候比中全新世温暖，海面也比现在高 4m 左右，在北美被称为 Eemian 间冰期。然而，在 5e 阶段末全球气候向冷的方向发展。从 125ka BP 到 110ka BP 气候发生了重大变化，在不到 1.5 万年的时间里，气候迅速由暖转寒，海面不断下降，从 0 m 下降到-60~-100m (图 8.12)。与此同时，极地冰川扩张，北美的高纬地区冰盖积累扩大，已经达到 LGM2/3 规模 (Suggate, 1974)。这些都标志着末次间冰期气候结束，进入到末次冰期。对末次间冰期的气候模拟，有利于认识现代气候的温暖极限和规律，成为认识冰期向间冰期转化的关键时段。

1. 125ka BP 末次间冰期

自 20 世纪 90 年代以来，末次间冰期气候模拟先后采用能量平衡模式模拟 (EBMs)(Crowley et al., 1994)、海洋边界场设置的大气环流模式模拟 (AGCMs)（Royer et al.,

图 8.12　125～100ka BP 时期的海面高度变化

不同曲线和数据点分别根据 Imbrie et al. （1984）; Bard et al. （1990）; Chappell et al.（1996）; Eisenhauer et al.（1996）; Cutler et al., （2003）; Gallup et al. （2002）; Zhu et al.（1993）等资料 (Calov et al., 2005)。

1984; Prell et al., 1987; Kutzbach et al., 1991; de Noblet et al., 1996a，1996b)、稳定的海洋模式耦合的大气环流模式模拟 (AOGCM)（Harrison et al., 1995)，以及动力的海洋模式耦合的大气环流模式模拟 (AOGVCM,)（Montoya et al., 2000; Kubatzki et al., 2000)。本小节主要介绍 Montoya 等人的模拟试验。

Montoya et al. (2000) 采用耦合海洋大气环流模式(ECHAM-1) 对末次间冰期 (the Eemian) 进行古气候模拟。ECHAM-1 模式为三角形截断 21 波的谱模式，空间尺度为 $5.6^{o}\times5.6^{o}$ 经纬度网格，垂直方向是 19 层混合的 s–p 坐标系统。模式运行的时间步长 40 分钟。耦合的海洋模式 (LSG) 采用了真实的海底地形，具有热量和盐度传输、重力波扩散等物理功能。模式经度与大气模式相同，11 层海水分层。 海冰、海温和盐度积分的时间步长为 24 小时。模拟试验采用的地质资料涵盖了 120~130ka BP，模拟集中在 125ka BP。在 600 年的控制试验基础上进行了 510 年的计算机积分。

末次间冰期模拟试验的边界场设置，根据了 Berger (1978) 计算的 125ka BP 地球轨道参数 (表 8.3)。125ka BP 偏心率和黄赤夹角均大于现代，春分点晚于现代 (4 月 20 日)，因而近日点在夏至点，与现代的冬至点位置相差 180 度 (图 8.13)。根据冰芯记录 (Barnola et al., 1987)，设置 267ppm 的大气 CO_2 浓度，相对于控制试验 330 ppm。

表 8.3 125ka BP 气候模拟的地球轨道参数边界场

(Montoya et al., 2000)

图 8.13　125ka BP 地球轨道参数图示

a. 现代； b. 末次间冰期。VE：春分点； AE：秋分点；SS：夏至点；WS：冬至点。

现代的偏心率接近圆形轨道，近日点在冬至附近；末次间冰期偏心率接近椭圆轨道，近日点在夏至附近 (Montoya et al., 2000)。

模拟表明，125ka 气候有几个重大变化。在全年的气候场中，以夏季变化最为显著 (图 8.14)。由于夏季太阳辐射的相对增加，高纬海区 SST 增加，北冰洋海冰减少。北半球大陆夏季温度增加 4～5℃，西南季风增强，推到 30°N，北大西洋和北太平洋海区纬向平均温

图 8.14　末次间冰期北半球夏季气候模拟

采用 125ka BP 与控制试验之差表示：a 近地表温度（℃)，b 海面气压 (hPa)，c 距地表 10m 风速 (m/s)，d 降水量 (mm/d)。

阴影区为差异的统计检验的显著水平：淡色阴影区为 80%，深色阴影区为 95% (Montoya et al., 2000)。

度增加 1℃。

125ka BP 的模拟结果证实了气候变化受到岁差驱动，引起了太阳辐射在北半球季节分配变化，从而使地表温度变化。而海洋的变化对大陆气候产生了较大的反馈作用，增大海陆温差，导致季风强度增强。由于 CO_2 比控制试验减少 60ppm，区域性降水的增加与之相关。

2. 气候转型

125 ~110ka BP 是间冰期－冰期气候转变时期。Calov 等人 (2005)利用 CLIMBER-2 模式，采用瞬时模拟方法连续积分模拟了 26000 年，获得了 115ka BP, 110ka BP 和 105ka BP 等几个重要气候转型时期的认识。

CLIMBER-2 (Petoukhov et al., 2000) 是一个统计型动力大气模式，由大气、海洋、陆面和冰雪模块构成。虽然模式精度低 (全球划分 7 个经度带和 18 个纬度带)，并且地理分布仅仅设置大西洋、印度洋和太平洋三块大洋。但该模式根据能量流和水量交换连接大气与海洋，运行速度快，能够较好完成长期地质时间的瞬时模拟。

在边界场中，相对于太阳辐射的变化依据地球轨道参数 (Berger, 1978) 设置，大气 CO_2 浓度根据冰芯记录 (Barnola et al., 1987)。模拟试验采用了时间独立的瞬时强迫。强迫的时间步长为 1000 年。冰盖的发展变化是该时期瞬时气候模拟的重要强迫条件。Calov 等人 (2005) 根据北美冰盖在 8000 年中增厚到 3000m 以上的地质资料 (图 8.15)，相应设置了 115ka BP, 110ka BP 和 105ka BP 三个时期的冰盖范围，作为陆面冰盖强迫场。考虑到间冰期到冰期转化过程中的大气尘埃的作用，特别设计了无尘埃和有尘埃两组敏感性试验。

图 8.15　末次间冰期北美大陆冰盖高度分布

a. 118 ka BP，b. 117 ka BP, c. 110 ka BP (Calov et al., 2005)。

模拟反映出北半球在 26000 年间的快速降温，年平均气温显示了一个热半球转变为冷半球

的格局。在这段时期季节变化明显，冬季和夏季温度以及降水均有巨大差异 (图 8.16)。Calov et al. (2005) 对不同强迫条件的试验结果分析，认为冰量变化具有重大的气候作用。冰盖不仅导致强烈的区域降温，并具有重大的气候反馈作用，使得冰面进一步扩大，引起北美、北非、欧亚大部分地区的降水减少。而陆面植被、海洋条件和大气 CO_2 浓度的变化在气候转型中不是主要贡献者，但放大了冰量的作用，加速了气候降温和干旱化。转型期轨道参数的变化还不足以满足间冰期到冰期气候转变的热量条件。

图 8.16　末次间冰期气候夏季温度和降水模拟

a 和 b: 118ka BP 与现代值之差，c 和 d： 115ka BP 与现代值之差冬季，a 和 c：温度模拟，b 和 d：降水模拟 (Calov et al., 2005)。

8.2.1.3 末次间冰阶

海洋氧同位素三期 (MIS-3) 处于 60~20ka BP，格陵兰冰芯揭示出 OIS-3 在相当温和的气候中具有突然的严寒阶段，持续几百年至几千年。在中国，MIS-3 晚期 (30~40kaBP)，大部分地区显示了间冰阶暖湿气候特征 (施雅风等, 2003)。我国 35kaBP 的花粉和古植物研究表明，东南地区温带森林植被带向北方草原扩伸，华南热带植被北界推移到 24° N。湖泊沉积、冰芯氧同位素、黄土磁化率、花粉、洞穴沉积等记录均反映了我国西部和华南地区温度比现代高 2~3℃，内蒙高原和黄土高原年降水比现代增加 100~300mm，而青藏高原降水高出现代 3~5 倍 (Shi et al., 2001)。在欧洲，60~20ka BP 跨旧石器中晚期(van Andel, 2002)，是欧洲人类发展的重要时期。因此认识海洋氧同位素三期的气候变化，不仅有利于对人类演变和考古学的认识，而且也对不稳定气候影响的动物植物迁移、地貌景观变化等环境演变 (Huntley et al., 2003)有更深的了解。

末次间冰阶气候模拟的研究起步较晚。Barron et al. (2002) 对 MIS-3 阶段中的两个时期：30 ka BP 和 42ka BP 进行了古气候模拟，并对高纬度地区和欧洲地区进行了模拟与资料的对比和分析。但 30~40ka BP 东亚地区的气候特征与欧洲有着显著不同 (施雅风等, 2003)，集中对 35ka BP 的气候模拟分析显示，中低纬地区与高纬度地区的气候存有差异 (Yu et al., 2005)。本小节侧重就以上两个模拟试验的成果作介绍。

1. 欧洲区域古气候模拟

Barron et al. (2002) 采用大气环流模式与区域气候模式嵌套，对 MIS-3 欧洲气候进行模拟试验。大气环流模式采用 GENESIS，区域模式为 RegCM2。采用 GENESIS 模式分布的 8 个网格点，包括了 20°W~50°E，30°W~60°N 的欧洲地区，网格精度 $60km^2$。根据地质记录 MIS-3，欧洲的冷期集中在 30000 a BP，暖期集中在 42000 a BP，因而对 MIS-3 进行冷期、暖期、热期三套敏感性试验方案 (表 8.4)。由于地质资料的有限，MIS-3 边界场采取了利用相对 0ka 和 21ka 边界场变化进行设置。北欧的冰盖根据了海面在-80m 的证据进行海面－冰盖效应估算，分别设置了冷期时的大冰盖 (相当于新仙女木阶段, ca 11000 BP) 和暖期时的小冰盖 (冰盖仅仅分布在芬兰, 瑞典无冰盖) 两种分布规模 (图 8.17)。北大西洋和地中海 SST 的设置，根据 GLAMAP2000 研究成果，综合 38 个海洋沉积钻孔资料的 ^{14}C 年代测定、氧同位素地层和冰阀事件证据 (Coope, 2002)。30ka BP 对应了 Heinrich 冷

期事件 3；42 ka BP 对应了 Heinrich 暖期事件 4，因为 42 ka BP 比 30ka BP 的海温稍高。但无论暖期还是冷期，表层海温均比现代海温稍微偏低。对陆地表面植被设置，暖期集中在 42000 a BP，冷期集中在 30000 a BP (Alfano et al., 2003)，图 8.18 展示暖期试验和冷期试验欧洲植被的分布。

模拟采用三套敏感试验：轨道参数试验（试验 A）；轨道参数、低 CO_2 浓度和冰盖试验（试验 B）；轨道参数、低 CO_2 浓度、冰盖和海温（试验 C）。模拟结果表明，在轨道参数变化的驱动下，欧洲冬季在暖期和冷期气温均降低。由于冷期辐射低于暖期 3%，冷期降低幅度稍大于暖期。在冰盖效应模拟中，北欧冰盖的邻近地区降温约 2℃，但降水变化不明显。在海温变化的试验中，冬季北欧降温 7～10℃，中欧降温 4～7℃，南欧降温 0～0.5℃。夏季北欧降温 0～4℃，中欧-南欧降温 4～10℃ (图 8.19)。模拟表明南欧地区冬季降水大大降低 (-4~-8 mm/d)，北欧较现代稍有增加 (0~1 mm/d)。气压场的模拟显示了冬季欧洲大陆由高压系统占据，具有更强的西风带，引起了北欧降水增多和南欧的干旱。欧洲大陆因高压系统控制，大部分地区的降水减少。

表 8.4 MIS-3 古气候模拟采用的边界条件

(Barron et al., 2002)

图 8.17 MIS-3 欧洲海陆岸线和冰盖分布

冰盖分布 (a 和 b)；地形高度 (c 和 d)。其中 a, c 为冷期试验，b, d 为暖期试验 (Barron et al., 2002)。

图 8.18 MIS-3 欧洲植被分布

a. 现代, b-d MIS-3 阶段试验，其中 b 为暖期，c 为冷期，d 为热期 (Barron et al., 2002)。

图 8.19 MIS-3 海温变化驱动的夏季温度模拟

a: 现代; b: MIS-3 暖期, c: MIS-3 冷期, d: MIS-3 热期 (Barron et al., 2002)。

MIS-3 模拟表明，欧洲大陆中高纬度地区的气候变化，轨道参数、CO_2 和冰盖规模的变化驱动不具有显著性，而北大西洋 SST 变化对气候的贡献较大。SST 试验还捕捉到海面气压场和降水场的基本特征。该气候模拟出欧洲降温和显著的降水变化，能够捕捉到 MIS-3 冷期和暖期的平均气候场，但还难以解释三阶段暖期和冷期的气候变率。

2. 东亚古气候模拟

对东亚 MIS-3 的古气候模拟研究，Yu et al, (2005) 采用全球气候模式对该时期晚期的暖期进行模拟试验，主要集中在 ^{14}C 测年 35000±3000 a BP 期间。该试验采用含陆面过程的大气环流模式 (AGCM +SSiB) (Wu et al., 1996) 进行古气候模拟。AGCM 是改进的 9 层 15 波谱模式，水平分辨率相当于 7.5°×4.5°。该模式耦合了简化的生物圈模式(SSiB: Simplified Simple Biosphere Model) (Simmonds, 1985；Xue et al., 1991)。SSiB 把下垫面陆地垂直方向上分为 1 层植被和 3 层土壤层；在水平空间上把植被类型分为 12 类。通过 SSiB 运算后输出的土壤温度与湿度、植物冠层温度与水分存储量、地面温度和地面积雪量等诊断变量，与 AGCM 相耦合。

35kaBP 气候模拟的边界场设置见表 8.5。根据天文计算，在 40~30 ka BP 期间太阳辐射最大在 35~34 ka BP (Berger et al., 1991)。35 ka BP 近日点与现代 (1950AD) 相比相差大约 200 天。这个效应将会调节辐射量的季节变化，改变不同纬度地表的辐射接受量。35 ka 时期的地球轨道偏心率和黄赤交角变化复合效应的计算表明，北半球 90°N，60°N ，30°N 和赤道地区纬向辐射量 6 月份比现代分别增加 18.4，21.3，28.0 和 27.1W/m2，其中中低纬地区增加 5.9%；12 月份比现代变化分别为 0，+2.17，-9.11 和-23.1W/m2，其中中低纬地区减少 4.0%。

地质证据反映 35 ka BP 冰盖面积大于现代 (占陆地 1/10)，但小于 LGM 冰盖 (占陆地 1/3) (Peltier, 1994)。根据冰川遗迹分布的地质、沉积证据，35 ka BP 北美冰盖 (Laurentide)

表 8.5 35 ka BP 气候模拟边界条件设置

(Yu et al., 2005)

和北欧冰盖 (Fennoscandia) 的规模相当于 LGM 的 50%~70% (Clark et al., 1993; Stumpf et al., 2000)。从冰川型海面的高度变化来看，在低纬赤道地区的印度尼西亚太平洋群岛，35ka BP 海面在-65~-80 m a.s.l.（above sea level），估计当时全球冰盖规模相当于 LGM 的 50%~70% (Clapperton et al., 1995)。在南北纬 30°~40°纬度区域的智利海岸、法国和土耳其地中海沿岸、澳大利亚南部海岸等地，35 ka BP 海面在-30~-40 m a.s.l.，推断当时全球冰盖规模相当于 LGM 的 20~30% (Lambeck et al., 2001)。根据海洋氧同位素证据并经过温盐场校正后，北半球 35 ka BP 冰盖相当于 LGM 的 40%~60%。根据上述 3 种方法推断，北半球 35 ka BP 大陆冰盖分布规模相当于 LGM 平均冰盖规模的 40%~70%左右 (Winograd, 2001)。因此预置了 35 ka BP 冰盖分布相当于 LGM 的 50%左右，并参照了 0 ka 冰盖分布边界 (图 8.20a)。根据花粉和古植物地质证据的综合成果 (Yu et al., 2000, 2002)，获得了 35 ka BP 东亚植被分布 (图 8.20b)，再进行格点处理后设置东亚陆面边界场。大气 CO_2 浓度根据南极和格陵兰冰芯研究 (Raynaud, 1993)，大气 CO_2 浓度取平均值取 210 ppm。

图 8.20 35 ka BP 气候模拟采用的冰盖和东亚植被分布

a. 冰盖分布; b. 古植被以及森林植被与荒漠草原边界

A. 森林植被区, B. 非森林植被区. 1. 草甸, 2. 草原, 3. 荒漠, 4. 草原-针叶林, 5. 针叶-阔叶混交林, 6. 针叶林, 7. 针叶-常绿阔叶混交林, 8. 落叶阔叶林, 9. 常绿阔叶林, 10. 常绿-落叶阔叶混交林, 11. 稀疏草原-常绿阔叶林 (Yu et al., 2005)。

为了测试 35ka 不同强迫因子对东亚季风气候的影响，共设计了 3 组 35ka 试验和 2 组敏感试验(表 8.6)。试验一 (E1) 采用 35ka 时地球轨道三项参数控制下的太阳辐射，北半球冰盖分布和东亚植被为现代设置。试验 2 (E2) 采用 35ka BP 太阳辐射与北半球冰盖分布，但东亚植被为现代设置。试验 3 (E3) 的太阳辐射、北半球冰盖分布和东亚下垫面植被均采用 35ka 设置。大气 CO_2 浓度在 3 个试验中均采用 210ppm。为了测试大气 CO_2 浓度和太阳辐射因子的气候效应，还进行了 2 个敏感试验 (表 8.6)。

表 8.6　35kaBP 气候模拟试验方案

a: Ins, Ice, Veg, CO_2 分别代表太阳辐射、冰盖、植被和大气 CO_2 浓度 (Yu et al., 2005)。

E1 模拟了东亚地区年平均气温增高，在 120°E 以西地区增温集中在 70°N,以北，120°E 以东增温区伸向鄂霍次克海区 (图 8.21a)。全年太阳辐射在中高纬地区比现代增高，是引起增温的主要因素。尽管 E1 设置了较低的大气 CO_2 浓度 (210 ppm)，敏感性试验 EM1 显示低 CO_2 浓度引起东亚高纬地区 (60°~90°N, 60°~150°E) 平均温度降低 (-0.29℃)；EM2 由辐射变化造成相同区域的温度增加 (+0.89℃)。模拟出东亚中低纬度大部分地区 (20°~60°N) 的降温 (图 8.21a)。低纬冬季辐射低于现代、夏季高于现代，反映了辐射变化的年效应，特别是在东亚地区，冬季降温可导致全年平均温度降低。

E2 模拟结果显示东亚基本温度场普遍降低，高纬地区 (俄罗斯北部及远东地区等) 出现了 1°~3℃的降温 (图 8.21b)，反映了第四纪冰盖在高纬地区强大的负反馈效应。采用 35 ka 的辐射、冰盖和植被边界条件强迫的 E3 试验，模拟了东亚高纬地区的降温区域和幅度变小，而中低纬地区出现了增温 (图 8.21c)。对比 E1 和 E2 两个试验结果，E3 显示了中国东部年平均温度出现 1℃增温，反映了植被的净气候效应。E1 模拟了南亚和青藏高原中西部的年平均降水比现代显著增加 (图 8.21d)，增幅 0.5~1 mm/d。这可能反映了辐射变化的高低纬差异引起了赤道与极地的热力对比加大，加快了南北热量及水汽交换。赤道海洋和低纬大陆对这种效应反应敏感，使得中低纬度的季风区降水带受益。在冰盖参与的 E2 模拟中，东亚年降水场变化基本与 E1 相同，但南亚高降水带向南退缩，我国东北低降水区范围显著增加 (图 8.21e)。反映了冰盖气候的净效应，它使近海平原的大陆度增加，使沿海低地降水减少。

图 8.21 35 ka BP 年平均温度（℃）和年平均降水（mm/d）模拟

采用各试验与控制试验（E0）的差值表示：a. E1 温度；b. E2 温度；c. E3 温度；d. E1 降水；e. E2 降水；f. E3 降水。深色区域表示 T-检验差异显著性达到 95%（Yu et al., 2005）。

E3 模拟反映了中国降水增加区域北移，华北增加幅度达到 1.0 mm/d。青藏高原东部降水变化增加的显著区扩大，而华南降水有所减少 (图 8.21f)。说明 35 ka 的热量、环流，以及下垫面条件，虽然不利于东亚现代湿润带的降水变化，但有利于干旱半干旱地区降水的显著增加。

8.2.1.4 末次冰盛期

末次冰盛期是地质史上最后一次冰期盛期，世界上不同的地点对它的命名有所不同，在西欧称为威赫塞尔冰期 (Weicheselian)，在阿尔卑斯山地称为玉木冰期 (Würm)，在北美东部称为威斯康星冰期 (Wisconsin)，在我国西部山地称为晚大理冰期或玉木冰期。这一时期的地质和古气候资料反演表明，其平均温度较现代低 5～10℃ ，中高纬度低 20℃ 以上，赤道地区约低 2～3℃。与低温相伴随的是大部分地区降水和蒸发减少，因纬度和植被分布的影响，除全球陆地大部分是干燥气候特征外，一些高纬和高海拔地区因蒸发减少而出现轻度的偏湿气候。用气候模式对这一时期的气候进行数值模拟，就是试图寻找其动力机制和主要控制因子，给出动力学解释，并与古气候资料进行比较，考察气候模式对古气候的模拟能力。

1. 国际 PMIP 合作开展的 21ka BP 模拟

为认识过去全球气候变化的内在机制并预测未来的气候变化，国际过去全球变化 (PAGES) 和气候变率与可预测性研究计划 (CLIVAR) 于20世纪90年代联合制定了古气候模拟比较计划 (PMIP)，并将末次冰盛期 (21ka BP) 和中全新世暖期 (6ka BP) 作为晚第四纪两个重要的气候特征时期作研究。对于 21ka BP 气候的模拟是基于该时期有着较丰富的环境、气候资料和较完整的可用于模拟的强迫边界条件资料，因而其相应的模拟结果可以与古气候资料进行对比，并探讨可能的气候动力学机制。

(1) 气候模式

1999 年以前国际上共有 18 个模拟组织参与了国际古气候模拟对比计划的 21ka BP 气候模拟试验。在参加的 18 个模式中，有 5 个来自美国，有 3 个来自法国，英国、澳大利亚和日本各有两个，俄罗斯、加拿大、德国和韩国各有一个 (Joussaume et al., 1999)。这些模式按照模式结构划分，有格点模式和谱模式；按所采用的海表面温度方案分，有预置海温模式和计算海温 (海气耦合) 模式。模式简称、设计者、版本号及空间分辨率见表 8.7 所示。

表 8.7 国际 PMIP 计划中 18 个气候模式的有关信息

注：表中 R 或 T 代表谱模式，R 代表菱形截断，T 代表三角形截断，后面的数字为截断波数。如 R15 表示菱形截断的 15 波模式；72×46，…等表示格点模式中的格点数；L 表示垂直分层，后面的数字表示分层数。如 L19 表示垂直方向共分 19 层。

由表 8.7 可以看出，这些模式的空间分辨率相差很大，垂直分层介于 3~20 层之间，水平分辨率介于 10×15 至 128×64 格点数之间。在物理过程的处理及参数化过程上也有很大的差别。但在 PMIP 21ka BP 模拟框架下，都进行了标准的或改变某些条件的模拟试验，并与 0ka BP 的控制试验和古气候资料进行对比。

(2) 边界条件

PMIP (Joussaume et al., 1995)的古气候模拟试验，边界强迫条件包括太阳辐射入射(由地球轨道参数决定)、大气中 CO_2 含量、陆冰 (冰盖) 分布、海冰分布、地形高度 (包括冰盖高度)、海陆分布、海表面温度 (SSTs)、及地表植被类型等。

太阳辐射：21ka BP 太阳辐射主要依据地球轨道参数 (偏心率、黄赤交角和近日点) 来确定，统一使用 Berger (1988) 的方法得出。在此参数控制下可以得到 21ka BP 时太阳辐射在地球上随纬度的分布。这些参数的变化会改变辐射的空间分布和季节分配，但不改变地球所得到的总的辐射能，太阳常数取值为 1367w/m^2。21ka BP 试验所用的太阳辐射参数见表 8.8。

表 8.8 第四纪古气候模拟试验的地球轨道参数

根据 Joussaume et al, 1999; de Noblet et al, 1996; Kutzbach et al, 1998

PMIP 21ka BP 模拟试验中 CO_2 含量统一取 200ppm。尽管 PMIP 中的一些模式中也有全面考虑了大气化学成分的构成，但大部分模式因其它相关的大气温室气体含量较少未加以考虑。21ka BP 的全球陆冰达到最大，特别是北半球两大冰盖在水平和垂直方向都达到最大，南极陆冰也增大。PMIP 采用 Peltier (1994) 的全球冰盖分布，并转换到模式网格精度 (图 8.22)。可以看出，由于冰盖范围的扩大，白令海峡已消失，北美大陆和欧亚大陆已连成一体。海冰采用的是 CLIMAP（1981）资料，将其内插到本模式网格，得出空间分布范围。这里仅仅考虑水平范围，未考虑高度变化。CLIMAP 的海冰资料只有 2 月和 8 月的值，对海冰作了内插按逐月给出。由于末次冰盛期寒冷气候造成海平面下降和冰盖增大，此时的地形高度要较现代大，特别是在北半球两大冰盖地区和南极，因冰盖的增高而使地形增高 1000m 以上，形成了除青藏高原外的另两大高原地形。此外，高山冰川的加厚也使得个别山脉最高高度上升。根据 Peltier (1994) 列出的 21ka BP 含冰盖在内的地形高度，将其内插到本模式的网格上，得出如图 8.23 的 21ka BP 地形等高线图 (图 8.23)。21ka BP 的海陆分布是根据 Peltier (1994) 的有关资料得出再转化为本模式网格分布的。因海平面的下降和冰盖的扩展，21ka BP 的陆地范围要较现代大 （图 8.24）。21ka BP 的海温场 PMIP 采用分布取自 CLIMAP (1981) 重建的古海温。虽然对 CLIMAP 的海温有不少质疑，但目前它仍是 21ka BP 唯一可采用的海温分布。古海温资料只有最冷月(2 月) 和最热月 (8 月) 的平均海温场，一般需要进行正弦函数内插到 12 个月，获得具有季节变化的逐月平均海温场。模拟试验采用了现代植被的预置 21ka 的植被，同时采用了地质记录重建的古植被，如 CCM 对 LGM 的古气候模拟（Kutzbachet et al., 1998）。

图 8.22 21ka BP 冰盖分布

（转引自于革等，2001）

图 8.23 21ka BP 冰盖地形高度与现代地形高度差

（转引自于革等，2001）

图 8.24 21ka BP 海陆分布与现代的差异

(转引自于革等，2001)

(3) 模拟结果

以具有代表性的美国 CCM 模式的模拟结果 (Kutzbach et al., 1998) 为例，模拟的主要结果如下：

① 由于北半球两大冰盖的存在和较低的 CO_2 含量，北半球陆地降温剧烈，北美和欧洲冰盖区的夏季温度在-20°C 以下，而冬季随着海冰的扩展，北半球从 30°N 至极地的大部分陆地和 50°N 以北的海洋区域温度均在-20°C 以下。

② 赤道以外的大多数地区的降水减少，气候变干。21kaBP 时的年降水率约为 1~2mm/d, 在北极及冰盖区，夏季降水少于 1 mm/d，而冬季约 1~2 mm/d。赤道地区的季风仍很显著，夏季最大降水率约为 8~16 mm/d，但与现代气候相比，其季风降水有明显减弱，尤其是东亚季风减弱更明显。有效降水 (P-E) 与降水的分布相似。

③ 从模拟的 21ka BP 气候与现代气候差异，表现在地面气温的最大降温出现在两极和冰盖附近地区，可达 16°C 以上，赤道地区降温在 2～4°C 左右。与此相应的是全球降水普遍减少。统计检验显著降水减少区域为北半球的中高纬度，如北美。欧亚大陆北部、东南亚和南半球海洋，反映出夏季风的减弱。由于低温和降水的减少，21ka BP 的蒸发亦减少，因而有效降水 P-E 在北半球大部分大陆地区略有增加，但相比而言，亚洲的南部、中部和东部有明显的变干趋势。

④ 季节循环。21ka BP 各月的温度普遍要较现代低，中纬度陆地 (30～60°N) 降温 10～15°C，赤道地区 (0～30°N) 约降温 5°C 左右。中纬度地区 (30～60°N) 4 月至 6 月 (P-E) 增加而 10 月至 1 月减少。

⑤ 植被模型与气候模型的耦合结果表明，随着温度降低和降水的减少，北半球大多数地区出现荒漠化趋势，植被类型分布变化明显。

⑥ 预置海温和模式计算海温对模拟结果有一定影响。从降温的空间分布看，两者的结果相似，但由计算海温模式模拟出的降温强度较大。从降水的模拟结果看，使用计算海温模式得出的变干程度没有预置海温模式模拟的显著。

⑦ 全球及纬度平均模拟特征是，全球年平均降温约 6～7°C ，全球年平均降水较现代减少 12％；因温度降低和蒸发减少，P－E 在高纬度有所增加。

PMIP 各个模拟之间的比较，由于模式的空间分辨率和物理过程的不同，以及在海温场选择上的两种不同方案 (预置海温和计算海温)，各个 21ka BP 的模拟结果有较大的差异，但对 21ka BP 气候的总体特征的模拟基本一致，特别是低纬度地区较好，而高纬度地区的

变化和差异较大 (Pinot et al., 1999)。PMIP 的各模式对 21ka BP 气候的模拟结果差异的来源一是模式本身，另一原因是采用不同的海温场—预置海温或计算海温。例如，CCM0 模拟的全球平均降温仅为 3°~9°C，降水减少为 5%左右，均较 CCM3 的结果要小。18 个 PMIP 模式模拟的热带地区的结果表明，差异十分显著。

2. 中国的 21ka BP 模拟

(1) 全球古气候模拟试验

中国第四纪冰期气候十分典型，是全球冰期气候变化最敏感的区域之一。近年来不断开展了 21ka BP 气候模拟，研究东亚冰期的气候特征、东亚和西南季风及大气环流变化机制、太平洋、印度洋以及南海的海洋作用、亚洲大陆下垫面植被反馈、青藏高原冰川等重大气候变化和机制，对国际 PMIP 的 21ka 气候模拟在东亚的局限性做了改进和提高。

海温强迫场的改进。PMIP 所采用的 CLIMAP 海温资料，目前大多使用的预置海温场 (SSTs) 来自 CLIMAP (1981)，有一定的缺陷。根据 20 世纪 90 年代以来大量资料，该海温场给出的 21ka BP 海温偏高，尤其是在赤道附近及南半球(Farrera et al., 1999)。这就直接影响降水和温度的模拟结果。虽然海气耦合模式的计算可以避免这一问题，但计算海温是否真实仍有待于古气候资料的验证。国际上普遍认为其对 21ka BP 海温的估计值偏高，也有待研究的结果检验。部分研究已表明，若将 CLIMAP 的海温资料普遍降低 2°C ，其模拟结果将与重建的 21ka BP 气候吻合得更好。

赵平等（2003)在 PMIP 标准试验方案下，采用西太平洋暖池和南海地区重建的 SST，而在其它海区仍旧采用 CLIMAP 资料，利用 CCM3 全球大气环流模式进行了 21ka BP 气候模拟。与 CLIMAP 的海温资料相比，重建的热带西太平洋海温在夏季较高，在冬季相对偏低。模拟结果显示，末次冰盛期中国大陆降温在 2°~7°C 之间；冬季风在中国北方显著加强，夏季风在南方和南海地区显著减弱；中国东北、华北大部分地区、黄土高原和青藏高原东部年降水量比现代显著减少，其中青藏高原东部、黄土高原西部显著变干，青藏高原中部一些地区由于蒸发减小使得地面变湿润，从而有利于当时这些地区的湖面上升。

通过与 PMIP 标准试验的对比分析以及评估了西太平洋和南海 SST 重建差异对末次冰盛期东亚区域气候模拟的影响分析 (Zhao et al., 2004)，显示 SST 不同导致了热带和北半球高纬度地区的大气环流异常。热带纬向季风气流减弱、沃克环流的季节性增强、同时导致北半球高纬度地区和北极地区地表气温降低。分析古海洋 SST 差异对亚洲夏季风的影响，由于热带西太平洋 SST 相对较暖，夏季使得南非高压、南印度洋经向哈德莱环流、印度季风区纬向季风环流、南海夏季风加强，东亚副热带地区夏季风变弱 (隋伟辉等, 2005)。

海温强迫场的改进，也有通过大气－海洋耦合模式 (AO)的使用计算海温，可更好地反映真实海气相互作用过程，改善模拟结果。但由于采用不同的海洋模式及气候模式，其耦合效果亦会有很大差异。

植被反馈作用。 大量研究表明，气候变化会导致植被变化，植被变化反过来会通过改变地表反照率、蒸发、蒸腾、表面粗糙度来影响地气系统的热量交换和大气中的水汽含量，从而进一步引发气候变化。和现代相比，冷干的气候导致了末次冰盛期植被在很大程度上有别于当代植被的地理分布。然而，在 PMIP 设置的标准方案中并未考虑植被变化所引起的气候反馈作用。但用于 21ka BP 气候模拟的古植被仍不完整和不确定，而在未考虑植被模式耦合时，预置的植被对模拟结果有很大影响。

在 PMIP 标准试验的基础上，我国古气候模拟工作者采用东亚区域重建植被作为 21ka 气候模拟的陆面边界场，进行模拟试验 (陈星等, 2000; Liu et al., 2002; Yu et al., 2003)。模拟结果证实了大陆植被的气候反馈作用，末次冰盛期总体上较当代更为稀疏的植被引起了

进一步的降温作用，其中青藏高原和华南地区的降温幅度尤为显著，植被所引发的额外冷却作用在华东和华南地区能达到 PMIP 标准试验下降温幅度的 30%。同时反映了植被所引发的上述降温作用主要可以归结为植被变化所引起的地表反照率增加，因为重建植被总体上更为稀疏，对应的地表反照率更大，从而导致了地表气温的相应降低。与地表气温相比，重建植被对降水的影响很弱，引发的降水变化仅占 PMIP 标准试验下降水变化的 0~10%。因此，在末次冰盛期东亚季风区古气候模拟研究中，植被的反馈具有重要的气候意义。

高原冰雪的反馈作用。 针对东亚青藏高原在 LGM 的气候环境，采用古气候模拟有利于机制层面上的认识。基于 LGM 青藏高原绝大部分地区的冬季积雪比现代厚的冰雪设置，通过分析模式、资料计算的冰川平衡线高度，表明尽管青藏高原的降温幅度较小，但是冰川平衡线高度相比现代降低了 300~900m，从现代的 5400m 降至 4600~5200m (赵平等, 2003)。采用德国马普生物地球化学研究所的 BIOME3 生态模式，在地球轨道参数和 200ppm 大气 CO_2 浓度强迫下，模拟的 LGM 大陆地表植被呈退化状态。在降温 5°C 、降水减少 10% 的气候条件下，青藏高原约一半地区已经被冰雪覆盖。降温和干燥增加的气候敏感试验中，模拟出高原冰雪的覆盖面积增大 (姜大膀等, 2004)。

在 PMIP 标准试验的基础上，通过在青藏高原部分地区预置冰下垫面，模拟了高原若出现大范围冰川在东亚区域的气候效应，显示冰的加入导致了青藏高原的冷却作用，中国中东部年平均降水显著减少。在引入东亚区域重建植被的基础上进一步模拟青藏高原的地面状况，显示冰川的扩大 (姜大膀等, 2002; Jiang et al., 2003)。

（2）区域古气候模拟

利用区域气候模式单向嵌套全球大气环流模式，尝试性地模拟了末次冰盛期东亚区域七月份的气候状况，反映了大尺度强迫和中尺度强迫通过不同的物理过程对区域气候的变化产生的影响，而大尺度强迫所引起的全球大气环流背景的变化是形成末次冰盛期东亚区域气候的主因 (钱云等, 1998)。

以 RegCM2 单向嵌套全球大气环流模式 CCM1 的模拟试验 (郑益群等, 2002; Zheng et al., 2004)，表明 LGM 东亚大陆年均降温导致了东亚冬季风强盛、夏季风萎缩；夏季西太平洋副热带高压较今西伸、加强，造成了中国东部夏季降水的减少；青藏高原地区的降水及有效降水均有所增加。青藏高原有效降水增加，主要是由降水增加所致，地表蒸散对其贡献较小。此外，东亚区域重建古植被的引入使得模拟结果与代用资料的重建记录更为一致。使用 RegCM2 单向嵌套全球大气环流模式 CCM2，显示嵌套系统对于 LGM 东亚区域气候的模拟的总体效果要优于单独使用 CCM2 进行模拟 (Zheng et al., 2004)。

（3）实例介绍 (陈星等, 2000; Liu et al., 2002; Yu et al., 2003)

模拟采用了含陆面过程的全球大气环流模式(AGCM+SsiB)。模拟的设计和试验按照国际 PMIP 的基本框架，标准试验的边界条件根据统一的 21ka BP 太阳辐射、海陆分布、地形、大气 CO_2 含量、海温、海冰、大陆冰盖等设计。试验方案按不同的强迫边界条件和情景组合来进行，包括 PMIP 标准——现代植被预置和 21ka BP 古植被预置两种。 对太阳辐射分布特征相关的地球轨道参数(见表 8.8)和程序作了相应的改变。此外，还进行了冰盖高度、不同预置海温场、大气 CO_2 等敏感性试验。在 PMIP 标准试验框架下，该试验海温，采用的是预置海温方案。

21ka BP 的植被与现代植被有很大的差别，一是大面积的冰盖和海冰，二是荒漠草甸植被面积增大。因此，采用古植被作为陆面边界场能够更好地模拟 LGM 真实气候状况。21ka BP 植被来自于欧洲、非洲、俄罗斯和东亚地区的综合的花粉资料 (Yu et al., 1998, 2000)。根据国际 Biomizition 方法对花粉数据转化（Prentice et al., 1998），获得 21ka BP 古

植被的类型和分布。最后将点状植被数据通过空间内插到 7.5° × 4.5°的经纬网格分布，满足 AGCM＋SSiB 模式所需的分类。

对其主要模拟结果、主要强迫因子贡献和动力机制作如下分析。

①冰盖高度对模拟结果的影响。在对比试验中，冰盖水平范围相同，但冰盖高度不同，一种是无冰盖高度，一种是有冰盖高度。图 8.25、8.26 是两种情况下给出的降水、温度、海平面气压场的分布图。图中显示，其主要差别在冰盖及其周围地区。冰盖地区的气压系统增强，降温更为显著，同时对中纬度的降水有间接影响，降水空间分布有明显差异。

模拟表明，北半球两大冰盖是造成 21ka BP 全球及东亚地区降温的主要原因。冰盖降温的主要机理是对大气环流的动力作用和巨大的冷源作用（高反照率减少太阳辐射以及水的相变耗热），致使西风带加强且南压，大陆冷高压系统增强。CO_2 的低含量和地球轨道参数的变化虽然对全球降温也有影响，但其贡献很小，其产生的差异达不到统计检验的显著水平。

图 8.25 LGM 冰盖与无冰盖条件下降水、温度和海面气压模拟

a，c，e，g 为无冰盖试验， b,d,f,h 为有冰盖试验。 a，b 夏季海平面气压场（hPa）；c，d 冬季海平面气压场（hPa）；

e，f 冬季降水（mm/d）；g，h 年平均温度（℃）（于革等，2001）。

图 8.26 21ka BP 与 0ka BP 试验的温度差值模拟

a. 现代植被驱动 21kaBP 冬季（DJF），b. 21kaBP 植被驱动冬季，c. 现代植被驱动夏季 （JJA），d. 21kaBP 植被驱动夏季，

e. 现代植被驱动年平均温度，f. 21kaBP 植被驱动年平均温度（温度单位：℃）（于革等，2001）。

②不同预置海温场对模拟结果的影响。不同预置海温场对模拟结果有很大影响。因为海温在模拟中是一个恒定的逐月逐年加入的强迫场，加之海洋占据全球面积的 70％左右，所以海温场的真实性直接决定模拟结果的真实性。具有月际变化 SSTs 预置强迫下的气压场模拟，反映出西太平洋夏季海平面气压低于现代海平面气压，气压差为负值；东亚大陆夏季海平面气压差大部分地区为正值，即夏季 21ka BP 大陆低气压系统较现代弱。其结果是东亚地区海陆气压差异减小，使得东亚夏季风相对减弱，由此带来东亚东部地区夏季风驱动的降水减少，气候变干。但与此同时，中国西部地区出现负气压差值，表明有低压系统增强现象，使得西部部分地区降水有所增加，夏季气候较现代湿润。冬季 21ka BP 和现代海平面气压差的分布表明，蒙古高压和阿留申低压均有加强，使得冬季风增强，气候更为寒冷，整个东亚大陆降温显著，相应的冬季降水亦有减少。

③不同植被强迫的模拟比较。采用两种现代植被模拟结果的比较：现代植被的两种类型分布主要是自然植被和农作物的区别以及相近植被类型的变化，没有反映出像 21ka BP 植被那样的巨大变化，模拟结果在大多数区域基本相似。采用 21ka BP 预置植被强迫的模拟结果（图 8.27，8.28）反映冬季降温分布受植被的影响较大，夏季与全年平均的差异不

明显。

④大气流场和水汽输送的作用。海平面气压场所揭示的控制东亚地区气候的主要气压系统蒙古高压、印度低压、副热带高压和阿留申低压在 21ka BP 的强度和空间位置均有一定变化。冬季蒙古高压明显增强，且范围更大，与大范围降温相关。夏季大陆上的印度低压系统减弱，季风气候特征不明显。阿留申低压在冬季亦增强，这样强化了东亚大槽附近的冷空气。对中国东南部夏季气候影响最为重要的副热带高压系统变化较大，其强度虽然较现代稍弱，但其空间范围变化较大，西伸使整个中国东南部夏季在副热带高压控制之下，形成了干旱少雨的气候特征。对 21ka BP 和 0ka BP 的 700hPa 流线图的对比 (图 8.29) ，反映了 21ka BP 时我国夏季东部水汽来源已不存在。因副热带高压的西伸，水汽主要辐合区已移到西部及青藏高原部分地区以及副热带高压北缘的华北地区，从而形成与现代气候完全不同的降水格局和干湿气候分布格局。

图 8.27 21ka BP 与 0ka BP 试验有效降水差值模拟

a. 现代植被驱动 21kaBP 冬季（DJF），b. 21kaBP 植被驱动冬季，c. 现代植被驱动夏季 （JJA），d. 21kaBP 植被驱动夏季，e. 现代植被驱动年平均降水，f. 21kaBP 植被驱动年平均降水（降水单位：mm/d）（于革等，2001）。

图 8.28 21ka BP 和 0ka BP 700hPa 流线图的对比

a. 0ka BP 夏季，b. 21ka BP 夏季，c. 0ka BP 冬季，d. 21ka BP 冬季（于革等，2001）。

图 8.29 晚冰期海温强迫下欧亚大陆的年平均温度模拟

与控制试验的差值表示：a. 试验一 (NA) 模拟, b. 试验二 (NA+SH) 模拟（陈星等，2004）。

8.2.1.5 晚冰期

晚冰期 (15~10 ka BP) 介于末次冰期到全新世之间，以出现多次气候快速降温为主要气候特征。根据位于格陵兰中部 GRIP2 冰芯，新仙女木 (YD) 时期介于 12.94 ~11.64 ka BP (Stuiver et al., 1995)。但 YD 从 11.5ka BP 至 12.5ka BP 持续降温约 1000 年，但突然降温约在 200 年之内，根据其氧同位素推算出夏季温度，降幅达到 1.5～4℃左右；而 YD 迅速升温约发生在 100 年间左右，幅度达 2～5℃ (Mathewes 1993; Schwander et al., 2000)。根据米兰科维奇的轨道理论，第四系冰期－间冰期旋回的原因在于地球轨道几何形态的波动，造成太阳辐射量的周期性变化。在北半球高纬度区夏半年，辐射量在 11~10ka BP 期间达到最大值，理论上气温应升高。但 YD 突然变冷事件，其原因和物理机制是什么，一直是第四纪学者和气候学家关心和研究的问题 (汪品先等, 1996; 杨志红等, 1997)。传统的观点认为，

YD 是由于 Lawrence 冰盖的冰融水注入北大西洋造成 (Broecker et al., 1988)。从来自高纬度地区的资料表明，YD 时期的突然变冷与北大西洋的温盐环流调整有关，但在北大西洋以外地区的 YD 事件显然更与全球性的强迫机制有关。Hughen 等 (1996) 认为，因信风强度的变化而引起的涌升流变化在热带大西洋的气候突变中有重要作用，其对海表面温度的影响又会影响到温盐环流。这说明 YD 的发生与海洋深层水的产生有关，因为大量的淡水足以使深海的涌流受到抑制。最可能的淡水源来自极冰冰盖和北半球的两大冰盖。

国际上对 YD 事件的形成机制、相关的物理过程以及气候突变进行了许多模拟试验研究。Weaver (1996) 使用一个耦合的能量平衡模式（EBM）和海洋环流模式 (OGCM)研究了 YD 的形成和转换过程，通过一系列试验重新研究了 YD 事件前后，北大西洋地区来自北半球两大冰盖的融化水径流的地理和时间变化。结果表明，传统的融化水转换理论不能用于北大西洋的深水生成。Marchal et al. (1999) 模拟了 YD 事件期间大气 CO_2 含量的变化，表明在 YD 事件期间，大气中的 CO_2 含量稳定地增加，反映北大西洋的温盐环流对大气 CO_2 的浓度影响很小，而且北大西洋的冷却对 CO_2 的影响也很小。

美国 GISS 大气环流模型率先模拟了 YD 时期全球气候 (Rind et al., 1986)，结果表明无论在冬季还是夏季都出现了广泛的降温，反映了大西洋地区、太平洋地区以及南半球等地对 YD 降温的敏感响应。美国流体动力实验中心模型 (GFDL-T32) 采用冰芯、深海沉积、湖泊沉积等地质记录设置海洋温度和大陆下垫面，进行了 1250 年积分模拟，模拟出北大西洋 SST 变率在 500 年内降温 6℃后升温达到 6℃ (Manabe et al., 2000)。德国 ECHAM 耦合海洋模式成功地模拟了晚冰期中快速变化气候 (Ganoplski et al., 2001)。Goosse et al. (2002) 利用全球大气环流耦合海洋模型 (ECBilt-CLIO, T21)，采用海洋温盐环流和太阳辐射变化驱动对 YD 时期百年尺度的突变气候进行长达 5000 年积分模拟。其结果表明不仅有海洋温盐环流的强迫作用，太阳辐射变动也具有触动机制 (Renssen et al., 2001)。通过这些模拟，北大西洋以及欧洲在晚冰期时气候的突变得到较为合理的动力解释。YD 气候模拟与地质资料的对比研究 (Manabe et al., 1997)，反映了冰盖－冰融水、陆面和海洋温度密度的边界条件驱动，能够较好地模拟出在冰盛期向冰后期由冷向暖转变的趋势中，具有寒冷气候的逆向转变，反映出受冰盖与洋流变化驱动的动力机制。

我国学者也对 YD 古气候模拟做过较详实工作。陈星等（2004) 采用全球大气环流模型进行数值模拟，对东亚地区 YD 事件期间的气候突变特征和 YD 形成原因，包括太阳辐射、高纬第四纪冰盖、SST、陆面植被、大气 CO_2 等若干理论和假说进行模拟试验和敏感性试验。

该模拟分别采用了预置海温的全球气候模式 IAPL9R15 和海气耦合气候模式 ECHO-G。YD 气候模拟的试验方案设计：①采用地质资料恢复的北美-北欧冰盖分布、SST 和陆面因子进行强迫试验。由此分别设计试验一：北大西洋区域 (32.5°~45°N) SST 强迫；试验二：北大西洋(32.5°~45°N)和南半球海洋(62.5°～70°S) SST 强迫。②海气耦合模拟试验：由海洋环流模式 GFDL MOM 和大气模式 CGCM2 进行耦合 1000 年长时间积分。从模式年积分中选取了北大西洋区域 SST 为负距平的时段作为对比试验期，检测全球气候对北大西洋 SST 负距平期的响应，以及东亚海陆区域的响应。

采用的 ECHO-G 海气耦合气候模式是由德国马普气象研究所发展的海气耦合模式 (Legutkes et al.,1999)，该模式的大气部分使用的是 ECHAM4 T30/L19 版本 (Stendel et al., 1998)，其水平分辨率相当于 3.75° ×3.75°，垂直方向共 19 层。海洋模式 HOPE-G，采用高斯 T42 Arakawa-E 格点方案，相当于 2.8° ×2.8° 的水平分辨率，随着接近赤道，经向格点更细，最小为 0.5°。垂直方向有 20 层 (Wolff et al., 1997)。该试验进行长时间积分，从所

得的 500 个模式年积分中选取了北大西洋区域 SST 为负距平的时段作为对比试验期，积分稳定后的 SST 完全由模式系统自身产生，从而检测全球气候对北大西洋 SST 负距平期的响应。在整个 500 个积分年中，在 20～80°W，20～60°N 间的北大西洋区域内的 SST 对整个时段的负距平时段共有四个，选择 2 个时段，分别为强耦合时段与弱耦合时段。

预置海温的模拟结果，反映出北大西洋 SST 异常降温的作用 (图 8.30 a)。在北大西洋出现 SST 负距平时，整个北半球年平均温度显著降低，东亚地区的年平均降温在 2～4℃之间，以东部沿海地区降温最大，可达 4℃以上。北大西洋的 SST 降低可以引起东亚地区

图 8.30 晚冰期不同强度耦合下年平均温度模拟

采用与控制试验差值（℃），a. 强耦合阶段，b. 弱耦合阶段（陈星等， 2004）。

图 8.31 晚冰期北大西洋 SST 与全球年平均温度模拟的相关系数分布

SST 采用 EOF 的第一主成分 (PC1)（陈星等，2004）。

全年的明显降温。北大西洋和南半球 SST 异常降温 （图 8.30b）显示，南半球 SST 降低机制的引入使欧亚大陆的年平均降温有所减弱，降温幅度约在 0.5～3.5℃之间，最大降温中心为 3.5℃，且降温中心在西太平洋。由此可见，南半球海表面温度的降低对东亚地区的降温有明显的抑制作用，同时指出 YD 的气候突变不仅与大陆融冰的突发有关，而且与影响全球气候背景的某些重要因子相关联，从而也进一步表明 SST 在气候突变中的重要作用。

海气耦合模式试验显示，在海温异常出现有强耦合 (S) 和弱耦合 (W) 两种情况。在强耦合情况下，当北大西洋出现表面海温持续降低时，北半球地面气温亦出现显著下降。年平均温度距平分布 (图 8.30a) 显示欧亚大陆和北美大陆降温均在 0.5℃以上，最大降温中心在欧亚大陆中部高纬度地区，可达 3.0℃以上。东亚中低纬度地区降温在 0.5～2.0℃之间。北美洲降温幅度小于欧亚大陆，最大降温约为 2.0℃。南半球降温较小，在 1.0℃以内，且在高纬度地区有增温现象。

在弱耦合情况下，全球年平均降温分布趋势与强耦合相似，但降温幅度不超过 2℃ (图 8.30b)，比强耦合有明显减小，且区域性的增温较强耦合时更为突出，表明总体降温强度要较强耦合弱得多。但东亚地区降温强度与强耦合情况相当，幅度在 0.5～2.0℃之间。

上述两种强度的耦合对比表明，北大西洋的海面温度对于东亚及全球的温度变化具有重要影响，因而任何引起该地区的海面温度变化的触发机制，均可能导致全球其他区域的温度变化。因此，大陆冰盖融化淡水进入北大西洋并使其海面温度和盐度下降，很可能是 YD 气温突降的重要原因。预置海温和耦合海温的强迫试验模拟结果显示，北大西洋海温异常对北半球降温具有重要影响，但对南半球温度没有显著影响，在北大西洋海温异常降低时，北半球出现大范围降温，而南半球温度变化不大甚至出现升温。这一现象可能指示因地球气候系统内部反馈过程引起的温度分布差异是以热量传输为主要机制的，对于南北半球的温度和热量差异，除大气过程外，全球性的温盐环流可能起着重要作用。

利用模拟晚冰期 440 个模式年的北大西洋 SST，对其正交函数分析(EOF) 的第一时间系数主成分与全球温度进行相关 (图 8.31)。可以看出，全球大部分地区为正相关，除北大西洋及其周边地区外，东亚、非洲北部及地中海地区、西太平洋、北印度洋等区域相关系数可达 0.20 以上，其显著水平达 0.001，显示北大西洋 SST 的变化对全球温度具有重要指示意义。

8.2.1.6 中全新世暖期

中全新世暖期 (6ka BP) 是距今最近的气候适宜期，大量的地质资料证明该时期全球气候较现代温暖湿润，植被分布与现代也有较大差异。6ka BP 时北半球冰盖几乎完全消失，地球轨道参数与现代有较大差异，尤其是近日点和黄赤交角变化较大，对太阳辐射的季节和纬度分布产生了较大影响。中全新世暖期的研究积累了大量的气候背景资料。因此，该时期气候的模拟研究在国际上成为 PMIP 研究计划的重点之一。

1. 国际 PMIP 的 6ka BP 模拟

PMIP 中的 18 个模式同样对 6ka BP 时的气候作了不同程度的模拟试验 (Joussaume et al., 1999)，这些模式与进行 21ka BP 模拟的模式相同 (见表 8.7)。

根据 PMIP 计划中对 6ka BP 气候模拟试验的规定，设置了共同采用的边界强迫条件。辐射强迫采用 Berger (1988) 计算的地球轨道参数(见表 8.8) 计算出相应的辐射量分布。大气 CO_2 含量采用工业革命前的值，即 280ppm。其它的边界强迫条件，包括海表面温度、海冰、海陆分布、地形等均采用与现代相同的值，北半球冰盖已完全消失，陆冰的分布与现代完全相同。主要模拟结果分析如下。

东亚季风区：PMIP 模式模拟的降水和有效降水都显示出东亚季风区显著增加，主要分布在印度和中国西部 (约 25～35°N, 80～95°E) ，但模拟的增加幅度不同。模拟显示了亚洲季风区的东西两侧的干燥带扩大，主要分布在中国东南沿海和中东地区。这表明东亚季风区的扩张，伴随着中东强烈的下沉气流区和东亚增强的太平洋副热带高带地区。PMIP 模型对欧亚大陆内部模拟出不同类型。ECHAM 和 LMCE 对 40～60°N 地区的模拟比现代干燥，而 UKMO，UGAMP 和 CCM 模拟了与今类似或稍湿 (Yu et al., 1996; 于革, 1997)。

南亚季风区：大部分 PMIP 模拟的亚洲季风区 P－E 比较现代增多，这与夏季降水的增加有密切的成因关系，也解释了亚洲季风区在 6ka BP 出现一个普遍的多雨、高湖面和湿润状况的动力机制。但是模拟比现代潮湿的范围远小于地质资料揭示的区域，说明了模拟过低的估计了南亚季风的强度。这种模拟小于实际夏季风扩张，很可能是由于对下垫面的处理与古地理环境相差甚远。这些模型采用与现代状况预置 6ka BP 的下垫面边界条件，例如海洋表面温度，海冰的范围和冰冻时间，陆地植被和土壤层等。仅用现代条件作为 6ka BP 的下垫面边界，势必造成过低模拟季风强度的缺陷。

北欧地区： ECHEM 等模式在不同程度上模拟出北欧干燥环境。UGAMP 模拟了干燥范围最大，其干燥带从法国北部和德国，经斯堪的那维亚西部和北极圈海岸带，延伸到中西伯利亚。UKMO 模拟了与 UGAMP 相似的分布类型，但它的干燥范围要小得多。CCM 模拟显示了干燥地区分布在英国至斯堪的纳维亚中部，而 ECHAM 则模拟了更加偏北的干燥区。PMIP 模式模拟了北非和阿拉伯半岛比现代更多的 P－E，表明了非洲季风的扩张。然而，这样的季风北上模拟相当有限，没有一个模式模拟出增强的地区超过北纬 20 度。ULKMO 等四个模式模拟了南欧比现代更湿润的环境，地中海北部的西班牙、法国南部、意大利和希腊比现代有更大的有效降水和降水，反映出地中海地区中全新世受非洲季风扩

张影响的“类季风”变化 (Harrison et al., 1996)。中全新世波罗的海面积大于现代约 15%是诱发夏季阻塞高压的重要下垫面因素；由于西风气流减弱的同时夏季阻塞高压发生频率增加，是环波罗的海地区的夏季干燥的主要原因 (Yu and Harrison, 1995)。由于 PIMP 实验没有涉及到古海陆分布的变化，故难以模拟出这些特征。

南欧地区：PMIP 模式模拟的南欧比现在湿润，全年的平均水量平衡模拟与湖泊资料相一致。但 UKMO，UGAMP，ECHAM 和 CCM 的湿润状况模拟是冬季降水增加的结果。这与该区的孢粉资料不一致。孢粉资料表明地中海地区现代的硬叶林，灌木和草丛植被在中全新世被常绿阔叶和温带落叶阔叶林所替代。它指示了一个湿润的夏季和凉爽的冬季。尽管 UKMO，UGAMP，ECHAM 和 CCM 模型模拟的年平均有效降水与湖泊资料一致，但它的成因与孢粉证据不一致。早中全新世南欧的夏季降水增加，与大西洋副热带高压在地中海地区减弱而导致的该区气旋雨增加有关，由此产生地区性季风环流。通过一个下垫面反馈参与的气候模式模拟 (Claussen, 1995) ，表明北非的植被变化影响到地中海地区夏季环流的变化。因此，UKMO，UGAMP，ECHAM 和 CCM 所模拟的地中海地区夏季干燥，很可能由于对陆地表面采取了与今相同的处理，尤其是对 6ka BP 植被的“现代化”处理。

北非地区：对 20°N 以北的非洲地区，UGAMP 等模拟了与现代基本一致的水量平衡状况，反映了过低估计早中全新世受辐射异常变化驱动的非洲季风扩张。从古湖泊和花粉证据，反映了北非(35～10°N) 6ka BP 是炎热、湿润的亚热带季风区。但是，这与模拟亚洲季风的缺陷类似，与模型忽略了能够放大季风效应的地表反馈有关，特别是地表反照率的反馈作用。现代的北非大部分裸露的沙漠地区在早中全新世却是植被覆盖相当好的草原和森林，两者的反照率相差甚远 （图 8.32）。用现代反照率输入 6ka BP 模型难以准确模拟出北非的气候状况。

欧亚大陆：PMIP 试验中 ECHAM 和 LMCE 模拟了比现代干燥；其它模拟为稍正平衡的变化；CCM0 模拟了在太阳辐射变化驱动下的 6ka BP 的气温，北美大陆和欧亚大陆内部都高于现代 2°C ，与地质资料提供的北半球大陆内部早中全新世高温、干旱气候的证据基本一致。然而，欧亚大陆内部的湖泊资料显示了 6ka BP 比现代湿润。除了 ECHAM 和 LMCE 模拟了比现代干燥，UGAMP，CCMLDM 模拟了与现代类似的水量平衡状况。未能模拟出

图 8.32 18 个 GCM 对 6ka BP 北非年降水模拟

采用与现代差值的纬度平均值表示；18 个模式的编号见表 8.2.6 (Joussaumeet al.,1998)。

较湿润的水文状况，反映了模拟对东部夏季风的扩张和西部气旋雨增强的动力机制没有把握住。

大部分 PMIP 模式都模拟出欧亚大陆夏季温度和年平均温度的升高。年变化幅度在中纬度地区为 1～3°C。同时，这些模式模拟了欧亚大陆中低纬地区冬季温度的显著降低。其原因被解释为在北半球中低纬地区，中全新世的夏季辐射量比现代高 7%~8%，而冬季辐射量比现代低 2%~3% (Kutzbach et al., 1993)。由于中全新世温度变化的主要原因是天文因素驱动，即地球轨道参数改变所引起的太阳辐射的变化，其结果应在北半球中高纬度地区夏季增温而冬季降温。但我国第四纪研究的成果揭示出 6ka BP 时东部气温较现代高约 2.5°C ，西部比现代高 3～4°C，特别是冬季并未出现明显降温，且某些地区有所增温。上

述现象不仅仅限于中国地区，北美中全新世的冬季温度也普遍增高 (Wright et al., 1993)。因而采用单一的辐射机制模拟具有很大的局限性。

2. 我国开展的 6ka BP 模拟

根据 PMIP 6ka BP 气候模拟的结果，大陆冬季普遍降温，这与中全新世冬季和全年气温上升的地质记录不符。为什么中国东亚地区以及北美大陆在中全新世出现冬季增温，这是古气候研究和模拟需要探讨的问题。显然，除天文因子之外还有其它重要的控制因子在模拟中被忽略了。一些古气候模拟专家认为现行的模型主要受轨道机制驱动；而天文计算的太阳辐射变化会导致 6ka BP 在该地区夏季温度的增加而冬季温度的下降，这是古气候模拟存在着重大缺陷的根本原因。有人提出了冬季增温解释的假说。例如 6ka BP 时极地海洋温度增加，可影响大陆高纬地区温度增加， 因而导致冬季大陆高压的削弱。 一旦东亚冬季高压中心减弱， 将对亚洲冬季产生重大的影响，将可能使中国的冬季温度降低幅度大大减少。这些古气候机制的假说是否正确、能否应用到东亚气候系统，有待于运用气候模型进行模拟验证。Claussen 等人 (1999) 使用大气植被耦合模式模拟了非洲中全新世气候与植被的演变，证实了植被在气候变化中的重要反馈作用。我国的一些古气候模拟在模拟的设计和试验方面按照国际 PMIP 的基本框架，采用了古陆面边界条件进行古气候模拟，获得了机制方面的一些新认识(于革等, 2001; 陈星等, 2002)。

（1）植被强迫试验

6ka BP 气候模拟的设计和试验在国际 PMIP 的基本框架，采用了古陆面边界条件进行古气候模拟，分别采用了全球中全新世植被 (Prentice et al., 1998; Tarasov et al., 2000; Yu et al., 2000; Takahara et al., 2000) 和现代农耕植被 (Liu et al., 1997)不同方案，进行现代植被强迫（试验一）和 6ka BP 植被强迫（试验二）模拟试验。

6ka BP 气候模拟试验一的结果（图 8.33）表明了在欧亚大陆西部 50°N 以南地区，平均温度较现代高约 0~0.5°C，在 50°N 以北大部分地区表现为降温，比现代低 2～4°C。东亚地区在 40°N 以南地区，夏季平均温度比现代增加 2.0°C 左右，但冬季平均温度比现代降低，降温幅度达 2°C 。这一模拟结果与 PMIP 的 6ka BP 气候模拟相似。

试验二(图 8.34)模拟的欧亚大陆在北纬 50°以北地区，大陆的西岸（欧洲地区）年平均温度较试验一有所增加，但在西伯利亚中部地区有所降低。在北纬 50°以南地区，年平均温度在我国的华北、中东地区比试验一增加 2°C (实际比现代高约 1～2°C)。夏季温度在东亚地区与试验一相比温度变化不大, 但明显的变化反映在冬季温度。在 50°N 以南地区，冬季平均温度在我国东部和中部大幅度升高，较试验一提高约 2°C（实际比现代高约 2～4°C）。模拟的年平均温度和冬季温度的增加，与 6ka BP 植被变化有关。在我国东、中部的 30～50°N 范围内，由于落叶阔叶林和常绿阔叶林生长范围的扩大，向北替代了针叶林和针阔混交林，向西代替了草原植被，造成冬季以及全年反射率、土壤蓄水等下垫面状况的显著变化。因

图 8.33 现代植被预置下 6ka BP 温度模拟

利用 6Ka-0Ka 差值（°C）：a. 年平均温度差，b. 夏季温度差，c. 冬季温度差
（于革等，2001）。

图 8.34 古植被下 6ka BP 温度模拟

采用试验二与试验一的差值表示（℃）：a.年平均温度差，b.夏季温度差，c.冬季温度差（于革等，2001）。

植被改变而造成的年增温在 1～2°C 之间，冬季增温在在 2～4°C。夏季植被的增温效应区域间差异不明显，可能与森林植被的变化在夏季的效应较小有关。青藏高原的地面温度效应不明显，冬季在高原中部比试验一降低 1～2°C，夏季在高原北部有 1°C 左右的增温。

中国 40°N 以北地区年平均温度的增加以夏季植被的贡献为主，可达 80%以上。40°N 以南地区的冬季植被增温对全年平均增温具有决定性作用。关于青藏高原增温的季节变化和植被作用较为复杂，而且目前缺乏高原地区 6ka BP 增温的详细地质资料作分析对比。从模拟结果看，青藏高原增温的主要原因是太阳辐射的增强，尤以夏季更突出。因此，全年平均温度的升高以夏季贡献更大。这是由于高原的特殊地理位置和大气光学特性所决定。相对而言，植被的增温作用在高原地区并不重要。特别是冬季植被的气候效应可能还与感热和潜热交换过程有关，如模拟出的植被降温效应尚需通过植被模型和气候模式的耦合试验来进一步探讨。试验一模拟了 0.5°C 增温，试验二模拟了 1～2°C 增温。反映了试验二较试验一模拟有较大改进。显示冬季温度明显升高，尤其在我国华北和中部地区冬季气温比现代高出 3°C 以上。试验二模拟的该地区冬季温度增幅达 2～4°C，夏季温度增幅稍小 1～2°C 左右，其结果与地质资料相当吻合。改进的下垫面气候模拟产生了冬季温度有所增加，是由于该模拟的方向性改进与冬季增温的地质资料重建的气候特征接近，我们认为气候模拟揭示了太阳辐射的驱动变化，同时植被的变化有潜在的气候效应。这一模拟试验改进了 PMIP 6 ka BP 气候模拟试验。

对比 6ka BP 模拟试验的 700hPa 流线和 0ka BP 流线，可以发现辐合辐散中心、水汽输送的可能路径及行星风系的移动的变化（图 8.35）。夏季流线在东亚地区有明显差异，6ka BP 北太平洋辐散中心对东亚大陆东部的影响较 0ka BP 增大，使得夏季降雨区向西偏移，形成我国东部 6ka BP 夏季降水与现代持平或略少，西部降水较现代增多，东部夏季增温幅度较西部较大的气候特征。从流线分布可以看出，6ka BP 中国中低纬度降水水汽来源主要有两个，一是来自孟加拉湾的西南气流，另一个是来自西南太平洋的东南气流。而 0ka BP 的水汽来源主要是西南气流。

图 8.35 6ka BP 和 0ka BP 夏季流线模拟

a. 6ka BP(6 ka 植被强迫)，b 6ka BP(0ka 植被强迫)，c. 0ka BP（于革等，2001）。

东亚基本环流特征及其季风环流演变（图 8.36）。6ka BP 夏季东亚大陆低压系统和北太平洋副热带高压系统均要强于 0ka BP，指示该时期海陆差异大于现代，夏季风环流较现代强，有利于暖湿气候的形成。而 6ka BP 冬季大陆冷高压系统则较 0ka BP 的大陆冷高压系统弱，表明东亚冬季风较现代弱，寒冷程度减弱。6ka BP 与 0ka BP 的海平面气压差表明，6ka BP 的植被强迫效应增大了这一差异。

图 8.36 6ka BP 和 0ka BP 季节海面气压场模拟

利用 6Ka-0Ka 差值（hPa ）: a.夏季(6ka 植被强迫), b. 冬季(6ka 植被强迫),
c. 夏季(0ka 植被强迫), d. 冬季(0ka 植被强迫)
（于革等，2001）。

（2）太阳辐射与植被的强迫试验

根据地球轨道参数引起的现代与 6ka BP 的太阳辐射变化，分别设置辐射与植被不同组合的敏感性试验。试验 1 为 6ka 辐射与 0ka 植被强迫，试验 2 为 6ka 辐射与 6ka 植被强迫，试验 3 为 0ka 辐射与 6ka 植被强迫。

试验 2 的模拟结果反映 (图 8.37) 出东亚地区显著的降水变化。由于中全新世夏季增温，全球季风环流系统普遍较现代增强，夏季降水增多。暖湿气候对于植被的反馈作用使得 6ka BP 时的植被分布与现代有较大差异。特别是在热带及副热带地区，降水与植被的相互作用关系十分明显。

图 8.37 AGCM＋SSiB 对 6ka BP 北非年降水模拟

采用与现代差值的纬度平均值表示（mm/a）: a. 年降水量, b. 6 ka BP 和现代年降水量差。试验 1 为 6ka 辐射与 0ka 植被强迫，试验 2 为 6ka 辐射与 6ka 植被强迫，试验 3 为 0ka 辐射与 6ka 植被强迫
（于革等，2001）。

比较了 3 个不同试验模拟的热带、副热带欧亚非大陆的降水变化，表明植被的变化对于中全新世气候具有显著影响。模拟的中全新世北非地区年降水量及其与现代降水量的差值表明，年降水最大值约 1300mm。中全新世非洲地区的降水对植被的强迫作用相当敏感，含有古植被强迫的年降水量模拟要比含现代植被强迫的试验增多。而同时含有古植被和辐射强迫的试验 1 在北非地区的降水量增加最大，含有古植被而没有 6ka BP 辐射强迫的试验 3 的降水量增幅略小于试验 1。可见，中全新世辐射增强对全球增温具有决定性意义，而区域降水量的增加则主要受植被强迫反馈控制。

8.2.2. 历史气候模拟

2004 年世界气候研究计划 (WCRP)、《气候变率与可预报性研究》(CLIVAR) 和国际地圈生物圈计划 (IGBP) 的《过去全球变化》(PAGES) 会议，均将过去 1000 年来的气候变化研究定为未来五年的两个重点研究领域之一，因为这是认识近百年气候变化成因机制的关键所在。过去 1000 年的气候演变，以中世纪暖期 (AD900~1300)、小冰期 (AD1550-1850) 和近百年气候变暖三个典型阶段为主要特征。关于近百年气候变化的模拟在现代气候数值模拟中有大量论述，本书不再赘述，以下仅对中世纪暖期和小冰期的模拟作介绍。

8.2.2.1 中世纪暖期

中世纪暖期 (Medieval Warm Period 或 High Medieval Time) 一词最早由 Lamb 在 1965 年提出 (Lamb, 1965)，他认为在公元 1100~1200 年间，西欧的气温较 1900~1939 年高 0.5～1.0℃，而公元 1100~1200 年正是欧洲的“中世纪”，故名“中世纪暖期”。在后来的研究中人们逐渐将公元 900~1300 年间的气候温暖时期统称为中世纪暖期。我国的历史文献记载，中国隋唐时代 (公元 589~907 年) 气候温暖，宋朝 (公元 960~1279 年) 气候转凉 (竺可桢, 1973)，说明中国的“中世纪暖期”出现的时间比欧洲要早。利用 23 个代用资料序列研究公元 1000 年以来的气候序列，发现 10 个最暖时期出现在公元 900~1300 年间，6 个分散在公元 1300~1800 年间。表明，中世纪暖期只在某些地方出现，不是全球性的现象 (Bradley et al. 2003)。

因此，无论国外或国内的研究，对于中世纪暖期是否存在、中世纪暖期是否是全球性的现象、中世纪暖期的增温幅度及气候特征、中世纪暖期的形成原因等问题目前在认识上还存在较大分歧 (Mann et al., 2003; Bradley et al., 2003; Soon et al., 2003; 葛全胜等, 2002; 张德二, 1993; 施雅风等, 1999; 王绍武等, 2002)。由于目前大部分认识依赖于代用资料重建的温度序列，因受重建资料地域性限制，不同代用指标对气候变化具有不同的气候响应，导致对中世纪暖期的出现时间、存在范围、变温幅度等认识上的差异。

采用物理机制的气候模拟研究，对认识中世纪暖期的成因机理能够有效地避免数据现象的局限性。20 世纪 90 年代以来，国际上开展了 1000 年历史气候的模拟研究。Bertrand 等人 (2002) 根据轨道参数驱动计算了太阳辐射序列，对比地质资料重建太阳辐射序列，分别作为驱动古气候变化动力，模拟了过去千年全球温度变化 (图 8.38)。两个结果的对比，发现过去千年全球年平均气温的模拟态势基本一致，并与冰芯、火山灰和 ^{10}Be 等地质资料重建了温度对比，表明了模拟十分接近千年来气候变化事实。利用能量平衡模式和

图 8.38 过去千年气候模拟中采用的太阳辐射变化驱动

A1、三个太阳辐射序列重建的比较，TSI_R 序列和 TSI_L 序列根据 Bard 等 (2000)，TSI_Be10 序列根据 Crowley (2000)。A2、全球年平均气温分别对 A1 三种重建的太阳辐射驱动的模拟响应，MIL 温度是根据米兰科维奇轨道参数驱动的全球年平均气温的模拟相应。(Bertrand et al., 2002)

海洋模式进行模拟 (Crowley, 2000; Thomas et al., 2003)，其结果与重建资料对比来，证实了太阳辐射、火山活动和温室气体等变化对中世纪暖期形成的重要作用。刘健等人 (2005)曾进行了最近 1000 年来长时间积分气候模拟试验。以下本书主要介绍该模拟研究的资料、方法和结果分析。

1. 模式、边界条件及试验方案

模拟采用全球海气耦合气候模式 ECHO-G。它由全球大气环流模式 ECHAM4 和海洋环流模式 HOPE-G 耦合而成。ECHAM4 以原始方程为基础，采用混合 p－σ 坐标，水平分辨率为 T30，相当于 3.75º ×3.75º，垂直分 19 层，模式顶层为 30hPa，相当于 30km。动力和物理过程的时间积分步长为 24 分钟，辐射计算为 2 小时间隔。海洋模式 HOPE-G 是海

洋原始方程模式，其水平分辨率为 T42，相当于 2.8º ×2.8º，热带地区采用 0.5º ×0.5º 的加密网格。垂直方向共 20 层。海洋模式 HOPE-G 由大气强迫场驱动，其海洋预报量包括水平速度、海表面高度、位温和盐度等。ECHAM4 和 HOPE-G 两者通过 OASIS3 耦合器耦合为气候模式 ECHO-G。

采用控制试验和真实强迫试验 2 个试验，均从 901 年开始，积分到 1990 年。控制试验以 1990 年的实际情况为固定强迫条件，真实强迫试验先以控制试验的强迫场为起点，经 50 年积分后逐步过渡到以真实的随时间变化的有效太阳辐射、CO_2 浓度和 CH_4 浓度为外强迫。该试验在 1000 年左右达到稳定态，然后一直积分到 1990 年。

真实强迫试验采用强迫条件包括随时间变化的太阳辐射常数、火山活动指数、CO_2 和和 CH_4 浓度。其中，太阳辐射变化由太阳黑子和大气中的宇宙射线同位素求出，火山灰的辐射强迫效应先由格陵兰不同冰芯中硫化物含量浓度估算，然后在大气环流模式的有关计算中将其转换成有效太阳辐射变化，大气 CO_2 与 CH_4 浓度由南极冰芯资料获得。

2. 模拟结果

(1) 1000 年以来的时间序列变化

全球：相对于公元 1000~1990 年的平均温度模拟的 31 年滑动距平表明，公元 1000~1280 年之间，全球年平均温度相对于千年平均距平为正，公元 1280~1430 年间，温度在千年平均水平上下微小振荡，从 1430~1860 年，全球、北半球和南半球的年平均温度距平值一直是负值，在 1860~1900 年间，温度在千年平均水平上下调整，从 1900 年开始，温度距平为正，且迅速攀升。前一个暖期对应于中世纪暖期，冷期对应于小冰期。

中国区域：模拟区域位于 15°~55° N, 70°~140° E, 以及中国的东、西部地区。其结果：中国年平均温度距平的 31 年滑动平均值的时间演变 (图 8.39) 显示，公元 1000~1260 之间温度距平为正，公元 1260~1430 年间，温度在千年平均水平上下振荡。在 1430~1850 年间，中国西部的年平均温度距平一直为负，但在 1780~1790 间出现一个相对的暖峰；中国东部在 1430~1750 和 1780~1850 年间温度距平为负，但在 1750~1780 年间温度距平为正。从 1850 年开始，全中国包括中国东部和中国西部的年平均温度距平值均一直为正，且不断攀升。中国近千年的温度变化表现为“暖期～调整期～冷期～暖期”。其中的前一个暖期对应于中世纪暖期，冷期对应于小冰期，后一个暖期对应于 20 世纪暖期。

(2) 中世纪暖期的空间分布

全球：中世纪暖期 1125~1155 年的平均温度距平的全球分布 (图 8.40) 表明全球绝大部分地区增温明显，只有大西洋西北地区有 0.5°~1.0℃的降温区，以及南太平洋有 0.5°~2.0℃的降温区。北半球最大增温出现在格陵兰地区及西北太平洋地区，南半球出现在 70°~80°S，5°~60°W 的海域，最大增温达 2.5°~3.0℃。整个欧亚大陆和北美大陆都是增温区，增温幅度为 0.5°~1.5℃。热带和亚热带也是增温区，但增温幅度仅为 0.5℃左右。中世纪暖期时，增温幅度在低纬地区最小，中纬度地区次之，高纬度地区最大。

图 8.39 中国年平均温度距平 31 年滑动平均值的时间演变

（相对于 1000～1990 年）。实线：全中国；点线：中国东部；虚线：中国西部 （刘健，2006）。

图 8.40 全球中世纪暖期最盛期（1125～1155 年）平均温度距平

相对于 1000~1990 年分布（°K）（刘健，2006）。

中国：中国中世纪暖期的鼎盛期平均温度距平的分布 (图 8.41) 反映中国区域温度距平都是正值，中国东部的增温呈西～东向和西北～东南向的带状分布，且由南向北增温幅度加大，由 0.4℃逐步增加到 0.8℃。中国西部的增温呈高压状分布，且随着海拔高度的增加，增温幅度加大，最大增温达 2.0℃～2.2℃。

图 8.41 中国中世纪暖期最盛期（1125～1155 年）平均温度距平

相对于 1000~1990 年分布（°K）（刘健，2006）。

2.1.3 模拟结果验证

利用全球观测集成资料 (Jones, 1998) 和中国区域内多种代用指标的重建资料 (杨保, 2002) 验证模拟结果的正确性与可信性。图 8.42 是中国区域(15°~55°N，70°~140°E) 年平均相对于公元 1000~1990 年的温度距平时间演变图。由模拟值与重建值的时间演变可以看出，重建值与模拟值有相同的起伏变化，但重建值比模拟值的变化幅度略大，重建值的变化范围为 (-1.0°~1.1℃)，而模拟值的变化范围为 (-0.6°~0.9℃)。两者的相关系数为 0.74, 置信度达 99.9%。根据重建的中国东部(25°~40°N，105°E 以东) 1000 年来冬半年温度 (10 月~4 月) (葛全胜等, 2002) 与模拟结果进行对比，发现两者表现出相似的低频变化和长期趋势，相关系数为 0.37，达到 97.5%的信度水平，其中公元 1000~1300 年的中世纪暖期对应关系较好。

图 8.42 中国区域年平均温度距平的模拟与重建值的时间演变

（刘健，2006）。

8.2.2.2 小冰期

小冰期 (LIA：Little Ice Age) 是过去 2000 年以来全球出现普遍寒冷气候的特征时期，始于 13 世纪，止于 19 世纪，在 16 世纪中期和 19 世纪中期达到最冷的顶点。在小冰期期间，世界上许多地点的冰川都发生明显的扩展和前进，新鲜和完整的冰碛物及其构成的地貌，表明其规模和范围要比现今的冰川大得多。这是小冰期一词由来的最直接依据 (Grove, 1988)。经过半个多世纪的争论，小冰期的概念已为广大地理学家、地质学家和气候学家所

接受，被广泛地用于描述中世纪暖期和 20 世纪暖期之间的持续大约 6 个世纪的寒冷时期，其全球年平均温度要比现代低 0.5～1℃。近年来，随着全球气候变化研究的不断深入，特别是气候变率与可预测性 (CLIVAR) 和过去全球变化 (PAGES) 研究的紧密结合，认识到小冰期并非持续几个世纪的连续冷期，其内部还存在明显的次级冷暖波动，并具有一定的规律性 (葛全胜等, 2002)。

国内外已有不少小冰期气候模拟的工作 (Manabe et al., 1996; Cubasch et al., 1997)。Zorita et al. (2003) 对小冰期以来的气候变化进行的长时间积分模拟，采用了典型的太阳常数时间变化序列作为主要外强迫之一。我国科学工作者也对小冰期的气候模拟及其成因机制分析作过专项研究 (刘健等, 2003; Liu et al., 2004)。

1. 模拟试验外强迫因子和模拟方案

小冰期是一种全球性的，且有着区域气候差异和 101 年尺度气候波动的气候现象。对于这样时间尺度的气候形成而言，具有百年和十年变化特征的太阳活动和火山活动是相对较为活跃的控制因子，同时下垫面的改变也不容忽视。

根据国内外对小冰期气候成因的研究基础和模拟试验的积累，采用太阳常数变化于小冰期的典型值（图 8.43）作为气候模拟的主要外强迫因子。 太阳常数平均变化幅度在 0.1%至 0.24%之间，在小冰期的 Maunder 最小期约 30 年间太阳常数平均降低约 0.24%。在某些极端时期，下降幅度可达 0.5%以上。根据 Hans (2002)和 Crowely (2000) 的研究，公元 1550~1800 年间太阳的有效输出能量的变化值在 1363~1365w/ m^2 之间，但某些极端年份的最低值可达 1343 w/mm^2 和 1355 w/m^2 以下，减少幅度达 1.6%~0.88%，这些大幅度太阳能

图 8.43 小冰期以来太阳辐射变化

细线代表太阳辐射变化 Schwabe 循环， 粗线代表叠加了自 Maunder 最小期以来根据类太阳恒星观测的太阳辐射衰减的变化序列 （Lean et al., 1995）。

量的减少主要出现在 Maunder 最小期和 Spörer 最小期。

火山灰强迫作用由 0.55μ处的大气平流层光学厚度来表示（图 8.44）。公元 1815 年的 Tambora 火山形成的光学厚度值巨大，且在整个公元 1810~1820 年间为火山光学厚度平均的高值期，平均光学厚度达到 0.11，且这一时期与 Spörer 最小期相联，是一个比较典型的太阳活动和火山活动对气候强迫的共同作用时期。在气候模拟中成为敏感性试验的外强迫因子参数设置的主要参考依据。

图 8.44 过去 600 年来火山灰光学厚度

a. 北半球，b. 南半球，c. 全球平均 （Robock，1996）。

采用工业革命前自然植被和现代农耕植被两种下垫面植被。工业革命前自然植被的中

国区域根据了中国花粉资料的转化 (Yu et al., 2000)，其它地区采用了现代植被 (Liu et al., 1997)。小冰期期间 CO_2 含量变化不大，约保持在 280ppm 左右 (Crowley, 2000)。CO_2 等温室气体对小冰期气候的影响在模拟试验中未作主要强迫因子。

根据对小冰期期间太阳活动、火山活动、以及下垫面植被变化的认识，对于这些因子的不同组合设计了 7 套的敏感性试验 (表 8.9)。模拟试验采用含有陆面过程的全球大气环

表 8.9 小冰期气候模拟的敏感性试验方案

（据刘健等，2003）。

流模式 (AGCM+SSiB) (见本章 8.2.1.4 之中国的 21ka BP 模拟))。大气 CO_2 浓度、海温、大气气溶胶背景场及初始场均采用统一值，模式积分均达 15 年，取后 10 年的平均值代表模拟的平衡态。

2. 敏感因子分析

(1) 太阳辐射减少

据前文试验 2 中，全球年平均温度北半球呈降低趋势 (图 8.45)，降温幅度不超过 0.2℃。夏季除在赤道附近至 10°N 范围有极小的增温外，北半球大部分地区夏季平均温度降低幅度较年平均温度大，最大值超过 0.3℃。冬季增温位于 60°N 以上的高纬度地区，最大幅度达 0.2℃。东亚地区（100~140°E）的年平均降温幅度也明显大于全球的平均状况，约达 0.6℃，且主要降温区位于 20°N 至 60°N 之间，而 0~20°N, 60°~70°N 地区略有增温。其中，夏季东亚地区降温幅度增大，最大可超过 1.1℃，主要降温带位于 20～55°N 之间；60～80°N 地区有增温，幅度达 0.5℃。冬季 35～60°N 间出现降温，幅度小于夏季，最大降温出现在 50°N 附近，幅度超过 1℃；但其它纬度区有较明显的升温，最大升温幅度可达 0.7℃左右。

图 8.45 小冰期试验 2 地面气温的纬向平均值模拟

a.全球平均, b.东亚地区平均 （^{o}K）（刘健等，2003；2004）。

(2) 火山灰影响

在试验 3 中， 模拟全球和东亚的平均温度变化 (图 8.46) 表明温度的降低主要在赤道至 30°N 区域。温度的变化幅度最大达 0.2℃。夏季全球平均温度的降低主要在 15～45°N 间，幅度较年平均稍大，且在 45°N 以北地区为温度升高区，最大幅度可达 0.4℃。冬季的降温最为明显，从赤道至 60°N 间均呈降温特征，最大幅度可达 0.37℃；位于 50°N 至 60°N 以北地区为增温带，幅度在 0~0.3℃之间。可见，全球的温度降低有明显的纬向性。东亚地区降温更为明显，年平均降温幅度约 0.5℃，主要位于 20～58°N 之间，其它纬度地区为

图 8.46 小冰期试验 3 地面气温的纬向平均值模拟

a. 全球平均；, b.东亚地区平均 （^{o}K）（刘健等，2003；2004）。

增温带，幅度最大也为 0.5℃左右。夏季降温幅度更大，可达 0.7°℃，其纬向分布与全年相似，但在 55°N 以北出现温度明显升高，最大幅度超过 1℃。东亚地区冬季的降温效应最为显著，从 30°N 至 75°N 为降温带，最大幅度可达 1℃。其它纬度有轻微增温，但幅度不超过 0.5℃。

(3) 植被影响

试验 3 中在改变植被的条件下，降水变化情况为年降水量在东亚地区有显著增加，夏季风降水也增加 46~100mm 以上，同时印度和东南亚南部也有显著降水增加，但非洲中部降水有所减少。冬季降水无显著变化。上述特征在单因子和双因子强迫试验结果中基本相似，但单一太阳辐射减少因子再叠加植被因素，对东亚地区降水的增加量影响最小，单一火山灰因子叠加植被引起的降水增加较大，而前两个因子共同叠加植被的综合效果造成的降水增加量最大。但在植被有改变的非洲中北部地区，降水略有减少。可以认为，植被叠加后，当植被覆盖增加时（如东亚地区），降水量增加；而当植被覆盖减少时 (如非洲地区)，降水量则减少。

（4）太阳辐射、火山灰和植被对温度影响的综合效应

在试验 6 中，太阳辐射、火山活动和植被改变的敏感性试验结果 (图 8.47)显示，植被对全球平均温度的增幅有所抑制，年平均温度的变化幅度也有所减小，且随纬度分布变化明显，高纬度地区出现降温，以年平均降温和夏季降温最为显著。东亚地区的温度变化明显，50°N 以南的年平均温度和冬季温度升高，增温幅度可分别达到 1℃和 1.8℃，而 50°N 以北地区为降温区，最大降温幅度在 1℃以内。夏季温度变化较小，但从 30°N 至极地呈小幅降温，低纬度略有升温。

3. 东亚小冰期气候成因分析

在太阳辐射减少情况的情况下 (试验 2)，降温幅度和降温区域均为夏季大于冬季，原因在于北半球夏季太阳辐射减弱，使得夏季地表加热大大减少，是地面辐射平衡减小的直接热力作用的结果。同时，冬季的地表辐射收支因太阳辐射的减少而进一步降低。但因北

图 8.47 小冰期试验 6 地面气温的纬向平均值模拟

a.全球平均, b.东亚地区平均（°K）（刘健等，2003；2004）。

半球大陆冬季温度原已较低，因而其降低幅度没有夏季大。可以认为，在北半球冬夏两半年辐射差异较大的情况下，太阳辐射的减少对夏季温度的影响更大。

在平流层火山灰光学厚度增加的敏感性试验 (试验 3) 中，其结果与上述情况有所不同。首先，火山灰使到达地表面的太阳辐射减少，但在平流层则有较多的辐射吸收，因此，其结果是使大气层对太阳辐射的吸收变得不均匀，特别是使地表吸收的太阳辐射明显减少。

从模拟结果可以看出，年平均降温区域更大，但降温幅度是冬季大于夏季，而降温区域则是夏季大于冬季。可以认为，火山灰的降温强度在冬季更为明显，但其影响范围则是夏季最为突出。这一结果与火山灰的降温机制有关。夏季太阳辐射在北半球较强，火山灰在平流层的分布具有明显的阳伞效应，使得广大地区的地表辐射普遍减少，但因夏季海陆气压场的分布相对较均匀，因而这种辐射引起的地表热量的区域差异相对较小。冬季太阳辐射较小，火山灰的减弱作用就更为明显，特别在冷高压控制的大陆地区，火山灰更加强了地表的冷却作用，使得地表降温幅度增大，这样又会加强大陆冷高压，从而形成在高纬大陆的强降温。

当综合考虑太阳辐射减小和火山灰引起的平流层光学厚度增加的叠加作用时 (试验5)，两种不同冷却机制的相互作用使得地表降温的区域差异减小，且降温区域更大。在北半球大陆年平均温度普遍降低，夏季和冬季普遍出现降温，以冬季降温幅度更大。如前所述，在太阳辐射减少和平流层火山灰光学厚度增加这两个强迫因子中，以后者的作用较大，同时由于火山灰冷却的均匀性，减小了区域差异，有利于大范围的普遍降温。因此，小冰期时北半球的普遍降温与太阳辐射的减少和火山活动造成的平流层光学厚度增加有直接的关系。

与温度变化的大尺度特征相比，降水的改变更具有区域特征。同时由于影响降水的因子更为复杂，所以太阳辐射和火山灰的效应对降水的影响没有温度那样明显，特别是在北半球大陆，年平均降水的变化在第 2，3，5 三个试验中均不显著，但在东亚中低纬度地区，因太阳辐射减少引起的热力作用的变化，导致气压场和大气水汽分布的改变，故夏季出现降水增加的现象，而赤道地区降水有所减少。可以认为，太阳辐射的减少使东亚地区夏季风降水区域发生改变，东南和西南季风降水均有所增加。冬季东亚大陆的降水无明显变化。平流层火山灰增加对降水的影响机制与前者不同，特别是夏季降水的形势上，表现为低纬度的西南季风和东南季风降水均有所减弱，印度季风区和我国东部广大地区夏季降水增加，南海季风减弱。冬季大陆降水变化仍较小，但赤道附近降水变化加剧，反映出赤道地区的对流和辐合与火山活动有一定关系。太阳辐射和火山灰增加的共同作用使得整个南亚地区年降水明显减少，特别是夏季西南季风引发的降水减少，表明西南季风环流减弱。而对中国东部最重要的东南季风降水明显增加，反映出东亚夏季风环流在该强迫背景下有所增强。但冬季降水未出现明显变化。在以太阳辐射减少和平流层火山灰增加为强迫条件的试验中，东亚地区夏季降水有所增加，而南亚西南季风和南海季风环流有所减弱。

东亚小冰期气候变化的主要强迫因子为太阳辐射和火山灰及其共同作用。太阳辐射和平流层火山灰光学厚度的增加，改变了地表及大气的辐射收支和热量平衡。这种辐射收支的改变造成地表和大气、陆地和海洋的热力差异，从而改变气压系统的分布和主要大气活动中心的强度及其控制范围，形成一种与现在气候环流背景有差异的环流特点，致使东亚地区在全年均出现明显的地表气温下降，冬季风增强，而夏季风环流系统的区域性差异增大，对降水的空间分布和强度产生影响。

因此可以认为：在小冰期这样一个数百年尺度的气候变化过程，作为气候形成和变化的最根本原因，太阳辐射以及可能影响到太阳辐射收支的大气中气溶胶 (火山灰) 的含量变化，依然是引起小冰期气候寒冷的最主要原因。

参 考 文 献

陈明，符淙斌．2000．区域和全球模式的嵌套技术及其长期积分试验．大气科学，24(2)：253－262

陈星，于革，刘健．2000．中国 21kaBP 气候模拟的初步研究．湖泊科学，12(2):154－164

陈星，于革，刘健. 2002. 东亚中全新世的气候模拟及其温度变化机制探讨. 中国科学 (D 辑)，32(4)：335－345

陈星，于革，刘健. 2004. 东亚地区 Younger Dryas 气候突变的数值模拟研究. 第四纪研究，24(6)：654－662

葛全胜，郑景云，方修琦等. 2002. 过去 2000 年中国东部冬半年温度变化. 第四纪研究，22(2)：166－173

黄建平（编著）. 1992. 理论气候模式. 北京：气象出版社，9－20

李四光. 1972. 天文地质古生物资料摘要. 北京：科学出版社

姜大膀，王会军，郎咸梅. 2004. 关于末次盛冰期青藏高原大范围冰盖存在可能性的再研究. 大气科学，28(1)：1-7

姜大膀，王会军，郎咸梅. 2002. 末次盛冰期气候模拟及青藏高原冰盖的可能影响. 第四纪研究，22(4)：323-331

刘健，陈星，于革等. 2003. 小冰期气候变化主控因子的模拟试验. 湖泊科学，15(4)：297－304

刘健，陈星，王苏民等. 2004. 小冰期气候的模拟. 自然科学进展，14(4)：462-468

刘健，von Storch H，陈星等. 2005. 近千年全球气候变化的长积分模拟试验. 地球科学进展，20(5)：561－567

刘健，von Storch H，陈星等. 2005. 千年气候模拟与中国东部温度重建序列的比较研究. 科学通报，50(20)：2251－2255

刘健，高建慧，王苏民. 2006. 中世纪暖期温度变化的模拟. 湖泊科学，18(2)：97-105

刘晓东，汤懋苍. 1996. 论青藏高原隆起作用于大气的临界高度. 高原气象，15(2)：131－140

刘晓东，焦彦军. 2000. 东亚季风气候对青藏高原隆升的敏感性研究. 大气科学，24(5)：593－607

骆美霞，张可苏. 1991. 大气热源和大地形对夏季印度季风和东亚季风环流形成作用的数值模拟. 大气科学，15(2)：41－52

钱永甫，刘华强. 2001. 论区域气候模式与全球模式嵌套时边界区的选择. 大气科学，25(4)：492－502

钱云，钱永甫，张耀存. 1998. 末次冰期东亚区域气候变化的情景和机制研究. 大气科学，22(3)：283－293

施雅风，李吉均，李炳元. 1998. 青藏高原晚新生代隆升与环境变化. 广州， 广东科技出版社. p463

施雅风，姚檀栋，杨保. 1999. 近 2000a 古里雅冰芯 10a 尺度的气候变化及其与中国东部文献记录的比较. 中国科学 (D 辑)，29(增刊 1)：79－86

施雅风，于革. 2003. 40～30ka B.P.中国暖湿气候和海侵的特征与成因探讨. 第四纪研究，23(1)：1－11

隋伟辉，赵平. 2005. 末次盛冰期西太平洋海温差异对亚洲夏季风影响的数值模拟. 第四纪研究，25(5)：645－654

汤懋苍，刘晓东. 1995. 一个新的划分第四纪的标志：高原季风演变的地质环境后果. 第 四纪研究，1：82－88

汤懋苍，张建，杨良. 1993. 西北太平洋强地震的节律性与 EI Nino 和地球自转. 高原气象，12(3)：235－242

汤懋苍，郭维栋. 1998. 大冰期成因的大气热机效率变化说. 中国科学 (D)，28(3)：284－288

汪品先，卞云华，李保华等. 1996. 西太平洋边缘海的“新仙女木”事件. 中国科学(D 辑)，26(5)：452－460

王绍武，蔡静宁，朱锦红. 2002. 中国气候变化的研究. 气候与环境研究，7(2)：137－145

王苏民，张振克. 1999. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. 科学通报，44(6)：579－587

杨保，等. 2002. 过去 2ka 气候变化研究进展. 地球科学进展，17(1)：110

杨志红，姚檀栋，皇翠兰等. 1997. 古里雅冰芯中的新仙女木事件记录. 科学通报，42(18)：1975－1978

于革. 1997. 全球晚第四纪湖泊数据库的研究. 湖泊科学，9(3)：193-202

于革，薛滨，刘健等. 2001. 中国湖泊演变与古气候动力学研究. 北京：气象出版社

张德二. 1993. 我国“中世纪温暖期”气候的初步推断. 第四纪研究，13(1)：7－15

张学洪，曾庆存. 1992. 大洋环流数值模式的计算设计. 海洋环流研讨会论文选集. 北京：海洋出版社

赵平，陈隆勋，周秀骥，等. 2003. 末次盛冰期东亚气候的数值模拟. 中国科学(D 辑)，33(6)：557－562

赵其庚. 1999. 海洋环流及海气耦合系统的数值模拟. 北京：气象出版社

真锅淑郎. 1977. 山脉在南亚季风环流中的作用. 国外气象学资料，第二辑：57－63

郑益群. 2000. 陆面过程对区域气候影响的数值模拟研究. 南京大学博士学位论文

郑益群，于革，王苏民，等. 2002. 区域气候模式对末次盛冰期东亚季风气候的模拟研究. 中国科学(D 辑)，32(10)：871－880

竺可桢. 1973. 中国 5000 年气候变化初步研究. 中国科学，2：168－189

Alfano M J, Barron E J, Pollard D, et al. 2003. Comparison of climate model results with European vegetation and permafrost during Oxygen Isotope Stage 3. Quaternary Research, 59: 97－107

Anthes R A, Rosenthal S L and Trout J W. 1971. Preliminary results from an asymmetric model of the tropical cyclone. Monthly Weather Review, 99(10): 744－758

Athens R A and Warner T. 1978. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other meteorological studies. Monthly Weather Review, 106(8): 1045－10781

Athens R A, Hsie E Y and Kuo Y K. 1987. Description of the Penn State NCAR Mesoscale Model version 4 (MM4). NCAR Technical Note, NCAR/TN-282+STR

Bard E, Hamelin B, Fairbanks R G. 1990. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. Nature, 346: 456－458

Bard E, Raisbeck G, Yiou F, et al. 2000. Solar irradiance during the last 1200 yr based on cosmogenic nuclides. Tellus, B(52): 985－992

Barnola J M, Raynaud D, Korotkevich Y S, et al. 1987. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO2. Nature, 329: 408－414

Barron E J and Pollard D. 2002. High-resolution climate simulations of Oxygen Isotope Stage 3 in Europe. Quaternary Research, 58: 296－309

Berger A L. 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. Journal of the Atmospheric Sciences, 35: 2362－2367

Berger A L, Loutre M F. 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million of years. Quaternary Science Reviews, 10 (4): 297－317

Berger A L. 1988. Milankovitch theory and climate. Reviews of Geographics, 26: 624－657

Bertrand C, Louter M, Crucifix M, et al. 2002. Climate of the last millennium: a sensitivity study. Tellus, 54A: 221－244

Birchfield G E, Wertman J. 1983. Topography, albedo-temperature feedback, and climate sensitivity. Science, 219(4582): 284－285

Bowen D Q. 1978. Quaternary Geology: A Stratigraphic Framework for Multidisciplinary Work. Oxford, UK: Pergamon Press Limited

Bradley R S, Hughes M K and Diaz H F. 2003. Climate in Medieval Time. Science, 302: 404－405

Briegleb B P. 1992. Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR Community Climate Model. Journal of Geophysical Research, 97, 7603－7612

Broccoli A J and Manabe S. 1992. The Effects of Orography on Midlatitude Northern Hemisphere Dry Climates. Journal of climate, 5(11): 1181－1201

Broecker W S, Andree M, Wolfli W, et al. 1988. The chronology of the last deglaciation: Implications to the cause of the Younger Dryas event. Paleoceanography, 3: 1－19

Bryan K, Manabe S and Pacanowski R C. 1975. A global oceanatmosphere climate model. Part Ⅱ: The oceanic circulation. Journal of Physical Oceanography, 5(1): 30－46

Bryan K, Komro F G, Manabe S, et al. 1982. Transient climate response to increasing atmospheric carbon dioxide. Science, 215: 56－58

Bryan K. 1969a. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. Journal of Computational Physics, 4(3): 347－376

Bryan K. 1969b. Climate and the ocean circulation：Ⅲ. The ocean model. Monthly Weather Review, 97(11): 806－827

Budd W F, Jenssen D, Radok U. 1971. Derived physical characteristics of the Antarctic ice sheet. Melbourne: ANARE Interim Report, Series A(IV), Glaciology Publication no. 18, University of Melbourne.

Budd W F, Smith I N. 1982. Large- scale numerical modeling of the Antarctic ice sheet. Annals of Glaciology, 3: 42－49

Budyko M I. 1969.The effect of solar radiation variants on the climate of the earth. Tellus, 21: 611－619

Calov R, Ganopolski A, Petoukhov V, et al. 2005. Transient simulation of the last glacial inception. Part II: sensitivity and feedback analysis. Climate Dynamics, 24: 563－576

Chappell J, Omura A, Esat T, et al. 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. Earth and Planetary Science Letters, 141: 227－236

Clapperton C M, Sugden D E, Kaufman D S, et al. 1995. The last glaciation in central Magellan Strait, southernmost Chile. Quaternary Research, 44: 133－148

Clark P U, Clague J J, Curry B B, et al. 1993. Initiation and development of the Laurentide and Cordilleran ice sheets following the last interglaciation. Quaternary Science Reviews, 12: 79－114

Claussen M, Kubatzki C, Brovkin V, et al. 1999. Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. Geophysical Research Letters, 26(14): 2037－2040

Claussen M. 1995. Flux aggregation at large scales: on the limits of validity of the concept of blending height. Journal of Hydrology, 166: 371－382

CLIMAP Members. 1981. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. Geological Society of America Map and Chart Series, MC-36: 1－18

Coope G R. 2002. Changes in the thermal climate in North-western Europe during marine oxygen isotope stage 3, estimates from fossil insect assemblages. Quaternary Research, 57: 401－408

Crowley T J and Kim K -Y. 1994. Milankovitch forcing of the last interglacial sea level. Science, 265: 1566－1568

Crowley T J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. Science, 289(14): 270-277

Cubasch V R, Voss R, Hegerl G C, et al. 1997. Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. Climate Dynamics, 13: 755－767

Cutler K B, Edwards R L, Taylor F W, et al. 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. Earth and Planetary Science Letters, 206: 253－271

Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. 1971. Climatic record revealed by the Camp Century ice core. In: Turekian K K (Editor). The Late Cenozoic Glacial Ages. New Haven: Yale University Press, 37－56

de Menocal P B and Rind D. 1993. Sensitivity of Asian and African climate to variations in seasonal insolation, glacial ice cover, sea-surface termperature, and Asian orography. Journal of Geophysical Research, 98(D4): 7265－7287

de Noblet N, Braconnot P, Joussaume S, et al. 1996a. Sensitivity of simulated Asian and African summer monsoons to orbital induced variations in insolation 126, 115 and 6 kBP. Climate Dynamics, 12: 589－603

de Noblet N, Prentice I C, Joussaume S, et al. 1996b. Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. Geophysical Research Letters, 23(22): 3191－3194

Dickinson R E, Henderson-Sellers A and Kennedy P J. 1993. Biosphere atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model. NCAR Technical Note, NCAR/TN-387+STR, NCAR Climate and Global Dynamics Division, Boulder, Colorado

Dickinson R E, 1989. Uncertainties of estimates of climate change: A review, Climatic Change, 15: 5-13

Eisenhauer A, Zhu Z R, Collins L B, et al. 1996. The last interglacial sea level change: new evidence from the Abrolhos islands, west Australia. Geologische Rundschau, 85: 606－614

Emiliani C. 1955. Pleistocene temperatures. Journal of geology, 63: 538－578

Farrera I, Harrison S P, Prentice I C, et al. 1999. Tropical climates at the Last Glacial Maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. I. Vegetation, lake-levels and geochemistry. Climate Dynamics, 15: 823－856

Flohn H. 1968. Contributions to a meteorology of the Tibetan Highlands. In: Fort Collins (Ed.). Atmospheric Science Paper, 130, Colorado State University Press, 1－120

Gallup C D, Cheng H, Taylor FW, et al. 2002. Direct determination of the timing of sea level change during termination II. Science, 295: 310－313

Ganoplski A, Rahmstorf S. 2001. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. Nature, 409: 153－158

Gates W L. 1981. Paleoclimatic modeling-a review of problems and prospects for the pre-Pleistocene. Climatic Research Institute Report, No 27, Corvallis, Oregon: Oregon State University

Giorgi F and Bates G T. 1989. The climatological skill of a regional model over complex terrain. Monthly Weather Review, 117: 2325

－2347

Giorgi F and Shields C. 1999. Tests of precipitation parameterizations available in the latest version of the NCAR Regional Climate Model (RegCM) over the Continental United States. Journal of Geophysical Research, 104: 6353－6375

Giorgi F. 1990. On the simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. Journal of Climate, 3: 941－963

Goosse H, Renssen H, Selten F M, et al. 2002. Potential causes of abrupt climate events: a numerical study with a three-dimensional climate model. Geophysical Research Letters, 29(18): 1860

Grove J M. 1988. The Little Ice Age. London and NewYork: Methuen, 1－5

Hack J J, Boville B A, Briegleb B P, et al. 1993. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2). NCAR Technical Report NCAR/TN-382+STR,NCAR Technical Note. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado

Hahn D G and Manabe S.1975. The role of mountains in the South Asian monsoon circulation. Journal of the Atmospheric Sciences, 32(8): 1515－1541

Hakanson L and Jansson M. 1983. Principles of Lake Sedimentology. Berlin, Springer-Verlag

Hans von Storch, Feser F, Pfizenmayer A, et al. 2002. Changing coastal weather and extremes. Proceedings WCSE/UKC-2002, Seoul, Korean Federation of Science and Technology, 468－473

Harrison S P, Kutzbach J E, Prentice I C, et al. 1995. The response of northern hemisphere extratropical climate and vegetation to orbitally induced changes in insolation during the last interglaciation. Quaternary Research, 43: 174－184

Harrison S P, Yu G, Tarasov P E. 1996. The Holocene lake- level record from Eurasia. Quaternary Research, 45: 138-159

Hibler W D and Bryan K. 1984. Ocean circulation: Its effects on seasonal sea-ice simulations. Science, 224(4648): 489－492

Hibler W D. 1979. A dynamic thermodynamic sea ice model. Journal of Physical Oceanography, 9: 815－846

Hostetler SW, Giorgi F, Bates G T. 1994. Role of lake-atmosphere feedbacks in sustaining Lakes Bonneville and Lahontan 18,000 years ago. Science 263: 265-268

Hughen K A, Overpeck J T, Peterson L C, et al. 1996. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. Nature, 380: 51－54

Huntley B, Tzedakis P C, de Beaulieu J -L, et al. 2003. Comparison between Biome3.5 models and pollen data. Quaternary Research, 59: 195－212

Huybrechts P, Oerlemans J. 1988. Evolution of the East Antarctic ice sheet: A numerical study of thermo- mechanical response patterns with changing climate. Annals of Glaciology, 11: 52－59

Huybrechts P, Payne A J. 1996. The EISMINT benchmarks for testing ice- sheet models. Annals of Glaciology, 23: 1－12

Imbrie J, Shackleton N J, Pisias N G, et al. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine δ18O record. In: Berger A, Imbrie J, Hays J, et al. (Eds.). Milankovitch and climate: understanding the response to astronomical forcing. Part I. D. Dordrecht: Reidel Publishing Company, 269－305

Jiang D B, Wang H J, Drange H, et al. 2003. Last glacial maximum over China: Sensitivities of climate to paleovegetation and Tibetan ice sheet. Journal of Geophysical Research, 108(D3), 4102, doi: 10. 1029/ 2002JD002167

Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, et al. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. The Holocene, 8: 455－471

Joussaume S and Taylor K E. 1995. Status of the Paleoclimate Modelling intercomparison project (PMIP). In: Proceedings of the first international AMIP scientific conference, WCRP Report 92. Geneva: WMO Press, 425－430

Joussaume S et al (36 authors).1998. Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Palaeoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). Geophysical Research Letters,26:859-862

Joussaume S, Taylor K E, Braconnot P, et al. 1999. Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). Geophysical Research Letters, 26(7): 859－862

Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. 1996. Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Technical Note, NCAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado

Kubatzki C, Montoya M, Rahmstorf S, et al. 2000. Comparison of the last interglacial climate simulated by a coupled global model of intermediate complexity and an AOGCM. Climate Dynamics, 16: 799－814

Kuo H L and Qian Y F. 1982. Numerical simulation of the development of mean monsoon circulation in July. Monthly Weather Review, 110(2): 1879－1897

Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. 1989. Sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Numerical experiments. Journal of Geophysical Research, 94: 18393－18407

Kutzbach J E, Gallimore R G and Guetter P J. 1991. Sensitivity experiments on the effect of orbitally-caused insolation changes on the interglacial climate of high northern latitudes. Quaternary International, 10: 223－229

Kutzbach J E, Gallimore R, Harrison S P, et al. 1998. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. Quaternary Science Reviews, 17(6-7): 473－506

Kutzbach J E, Prell W and Ruddiman W F. 1993. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. Journal of Geology, 101: 177－190

Lamb H H. 1965. The early medieval warm epoch and its sequel. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1: 13－37

Lambeck K, Chappell J. 2001. Sea level change through the last glacial cycle. Science, 292: 679－686

Lean J, Beer J and Bradley R. 1995. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. Geophysical Research Letter, 1995, 22: 3195－3198

Legutke S and Voss R. 1999. The Hamburg atmosphere-ocean coupled model ECHO-G, Technical Report No.18. Hamburg: German Climate Computer Center (DKRZ)

Liu H and Wu G X. 1997. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSiB. Advances in Atmospheric Sciences, 14: 289－308

Liu J, Yu G and Chen X. 2002. Palaeoclimate simulation of 21ka for the Tibetan Plateau and Eastern Asia. Climate Dynamics, 19(7): 575－583

Liu J, Chen X, Wang S M, et al. 2004. Palaeoclimate simulation of Little Ice Age. Progress in Natural Science, 14(8): 716－724

MacAyeal D R, Rommelaere V, Huybrechts P, et al. 1996. An ice- shelf model test based on the Ross Ice Shelf. Annals of Glaciology, 23: 46-51

Madala R V. 1981. Efficient time integration schemes for atmosphere and ocean models. Finite- Difference Techniques for Vectorized Fluid Dynamics Calculation, Springer- Verlag, 56－74

Manabe S, Bryan K. 1969. Climate calculations with a combined ocean-atmosphere model. Journal of the Atmospheric Sciences, 26(4): 786－789

Manabe S, Terpstra T B. 1974. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments. Journal of the Atmospheric Sciences: 31(1): 3－42

Manabe S, Bryan K and Spelman M J.1975. A global oceanatmosphere climate model. Part 1: The atmospheric circulation. Journal of Physical Oceanography, 5(1): 3－29

Manabe S, Bryan K and Spelman M J. 1979. A global ocean-atmosphere climate model with seasonal variation for future studies of climate sensitivity. Dynamics of Atmospheres and Oceans, 3: 393－426

Manabe S, Wetherald R T. 1980. On the distribution of climate change resulting from an increase of CO2-content of the atmosphere. Journal of the Atmospheric Sciences, 37(1): 99－118

Manabe S, Stouffer R J. 1980. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO2 concentration in the atmosphere. Journal of Geophysical Research, 85(C10): 5529－5554

Manabe S, Stouffer R J. 1996. Low-frequency variability of surface air temperature in a 1000-year integration of a coupled atmosphere-ocean-land surface model. Journal of Climate, 9(2): 376－393

Manabe S, Stouffer R J. 1997. Coupled ocean-atmosphere model response to freshwater input: Comparison to Younger Dryas event. Paleoceanography, 12 (2): 321－336

Manabe S, Stouffer R J. 2000. Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model. Quaternary Science Reviews, 19: 285－299

Manabe S. 1969a. Climate and the ocean circulation: Ⅰ. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth’s surface. Monthly Weather Review, 97(11): 739－774

Manabe S. 1969b. Climate and the ocean circulation: Ⅱ. The atmospheric circulation and the effect of heat transfer by ocean currents. Monthly Weather Review, 97(11): 775－805

Mann M E and Jones P D. 2003. Global surface temperatures over the past two millennia. Geophysical Research Letters, 30(15): 5－14

Marchal O, Stocker T F, Joos F, et al. 1999. Modelling the concentration of atmospheric CO2 during the Younger Dryas climate event. Climate Dynamics, 15: 341－354

Mathewes RW. 1993. Evidence for Younger Dryas age cooling on the North Pacific Coast of America. Quaternary Science Reviews, 12:321-331

Molnar P. 1997. The rise of the Tibetan plateau: From mantle dynamics to the Indian monsoon. Astronomy and Geophysics, 38: 10－15

Montoya M and von Storch H. 2000. Climate simulation for 125 kyr BP with a coupled ocean－atmosphere General Circulation Model. Journal of Climate, 13(6): 1057－1072

Murakami T. 1970. Numerical simulation of the monsoon along 80° E. In proceeding of the conference on the summer monsoon of Southeast Asia. Norfolk Virginia, 39－51

North G R and Crowley T J. 1985. Application of a seasonal climate model to Cenozoic glaciation. J. Geol. Soc.(London), 142, 475－482

Nye J F. 1963. Correction factor for accumulation measured by the thickness of the annual layers in ice sheet. Journal of Glaciology, 4(36):785－788

Oerlemans J. 1982. A model of the Antarctic ice sheet. Nature, 297(5967): 550－553

Parkinson C L and Herman G F. 1980. Sea ice simulations based on fields generated by the GLAS GCM. Monthly Weather Review, 108(12): 2080－2091

Paterson W S B. 1994. The physics of glaciers. 3rd edition, Oxford: Elsevier Science Ltd

Peltier W R 1994. Ice-Age Paleotopography. Science, 265: 195－201

Peltier W R 1994. Ice-Age Paleotopography. *Science*, 265: 195－201

Petoukhov V, Ganopolski A, Brovkin V, et al. 2000. CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: model description and performance for present climate. Climate Dynamics, 16(1): 1－7

Pinot S, Ramstein G, Harrison S P, et al. 1999. Tropical paleoclimates at the Last Glacial Maximum: comparison of Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations and paleodata. Climate Dynamics, 15: 857－874

Plumb R A and Hou A Y. 1992. The response of a zonally-symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing: threshold behavior. Journal of Atmospheric Sciences, 49: 1790－1799

Prell W L and Kutzbach J E. 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. Journal of Geophysical Research, 92: 8411－8425

Prell W L and Kutzbach J E. 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 360(6405): 647－652

Prentice I C, Guiot J, Huntley B, et al. 1996. Reconstructing biomes from palaeoecological data: A general method and its application to European pollendata at 0 and 6 ka. Climate Dynamics, 12(12): 185－194

Prentice I C and Webb III T. 1998. BIOME 6000: reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. Journal of Biogeography, 25: 997－1005

Ramstein G, Fluteau F, Besse J, et al. 1997. Effect of orogeny, plate motion and land sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years. Nature, 386 (6627): 788－795

Raynaud D. 1993. The ice record of greenhouse gases. Science, 259: 926~934

Renssen H, Isarin R F B, Jacob D, et al. 2001. Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in an AGCM: Preliminary results. Global and Planetary Change, 30: 41－57

Rind D, Peteet D, Broecker W, et al. 1986. The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11-10k). Climate Dynamics, 1: 3－33

Robock A and Free M P. 1996. The volcanic record in ice cores for the past 2000 years. In: Jones P D, Bradley R S and Jouzel J (Eds.). Climatic Variations and Forcing Mechanisms of the Last 2000 Years. Berlin: Springer-Verlag, 533－546

Royer J F, Deque M and Pestiaux P. 1984. A sensitivity experiment to astronomical forcing with a spectral GCM: simulation of the annual cycle at 125000 BP and 115000 BP. In: Berger A L, Imbrie J, Hays J, et al. (Eds.). Milankovitch and climate. Dordrecht, Netherlands: D. Reidel, 733－736

Ruddiman W F and Kutzbach J E. 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southeast Asia and the American southwest. Journal of Geophysical Research, 94: 18409－18427

Ruddiman W F, Raymo M E, Prell W L, et al. 1997. The uplift-climate connection: A synthesis. In: Ruddiman W F (Ed.). Tectonic uplift and climate change. New York: Plenum Press, 471－513

Schwander J, Eicher U, Ammann B. 2000. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 159: 203－214

Sellers W D. 1969. A global climatic model based on the energy balance of the earth-atmosphere system. Journal of Applied Meteorology, 8 (3): 392－400

Shackleton N J and Opdyke N D. 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volume on a 105 and 106 year scale. Quaternary Research, 3: 39－55

Shackleton N J, Sánchez-Goñi M F, Pailler D, et al. 2003. Marine Isotope Substage 5e and the Eemian Interglacial. Global and Planetary Change, 36: 151－155

Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. 2001. Reconstruction for 30-40 ka B.P. enhanced Indian monsoon based on geological records from the Tibetan Plateau. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 169: 69－83

Simmonds I. 1985. Analysis of the “spinning” of a global circulation model. Journal of Geophysical Research, 90: 5637－5660

Slingo J M.1980. A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 106: 747－770

Soon W, Baliunas S, Idso S B, et al. 2003. Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: reappraisal. Energy and Environment, 14(2-3): 233－296

Stendel M and Roeckner E. 1998. Impacts of horizontal resolution on simulated climate statistics in ECHAM 4, Report No. 253. Hamburg: Max-Planck-Institut für Meteorologie

Stuiver M, Grootes P M, Braziunas T F. 1995. The GISP2 18O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. Quaternary Research, 44: 341－354

Stumpf A J, Broster B E, Levson V M. 2000. Multiphase flow of the Late Wisconsinan Cordilleran ice sheet in western Canada. Bulletin of the Geological Society of America, 112: 1850－1663

Suggate R P. 1974. When did the last interglacial end? Quaternary Research, 4: 246－252

Takahara H, Sugita S, Harrison S P, et al. 2000. Pollen-based reconstructions of Japanese biomes at 0, 6000 and 18,000 14 C yr B.P. Journal of Biogeography, 27(3): 665－683

Tarasov P E, Volkova V S, Webb III T, et al. 2000. Last Glacial Maximum Biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia. Journal of Biogeography, 27(3): 609－620

Thomas J. Crowley, Steven K. Baum, Kwang-Yul Kim, Gabriele C. Hegerl, William T. Hyde 2003. Modeling ocean heat content changes during the last millennium.geophysical Research Letters, 30：1932－1936

van Andel T H. 2002. Reconstructing climate and landscape of the middle part of the last glaciation in Europe - The Stage 3 Project. *Quaternary Research*, 57: 2－8

Washington W M, Parkinson C L. 1991. 三维气候模拟引论. 北京: 气象出版社

Washington W M, Semtner Jr A J, Meehl G A, et al. 1980. A general circulation experiment with a coupled atmosphere, ocean, and sea ice model. Journal of Physical Oceanography, 10(12): 1887－1908

Washington W M and Meebl G A. 1984. Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO2 with an atmospheric general circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. Journal of Geophysical Research, 89(D6): 9475－9503

Washington W M and VerPlank L. 1986. A description of coupled general circulation models of the atmosphere and oceans used for CO2 studies. NCAR Technical Note, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado

Weaver A J and Hughes T M C. 1996. On the incompatibility of ocean and atmosphere models and the need for flux adjustments. Climate Dynamics, 12(3): 141－170

Winograd I J. 2001. The magnitude and proximate cause ice sheet growth since 35,000 yr BP. Quaternary Research, 56: 299－307

Wolff J O, Maier-Reimer E, Legutke S. 1997. The Hamburg Primitive Equation Model HOPE, Technical Report No.18. Hamburg: German Climate Computer Center (DKRZ)

Wright H E, Kutzbach J E, Webb T III, et al. 1993. Global Climates since the Last Glacial. Maximum. Minneapolis, MN: University of Minnesota Press

Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance. Advances in Atmospheric Sciences, 13: 1－18

Xue Y, Sellers P J, Kinter J L, et al. 1991. A simplified biosphere model for global climate studies. Journal of Climate, 4: 345－364

Yu G., Harrison, SP. 1995. Holocene changes in atmospheric circulation patterns as shown by lake status changes in northern Europe. Boreas 24: 260-268

Yu G and Harrison S. 1995. Lake Status Records from Europe, Database Documentation. IGBP PAGES/World Data Center-A for Paleoclimatology Data Contribution Series # 95-009. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA

Yu G and Harrison S P. 1996. An evaluation of the simulated water balance of Eurasia and northern Africa at 6000 yr B.P. using lake status data. Climate Dynamics, 12: 723－735

Yu G, Prentice I C, Harrison S P, et al. 1998. Pollen-based biome reconstructions for China at 0 ka and 6 ka. Journal of Biogeography, 25: 1055-1069

Yu G, Chen X D, Ni J, et al. 2000. Palaeovegetation of China: a pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum. Journal of Biogeography, 27: 635－664

Yu G, Liu J, Chen X, et al. 2002. Climatic dynamics for 6ka BP vegetational changes in Asian monsoon region. Acta Palaeonotologica Sinica, 41(4): 558－564

Yu G, Xue B, Wang S M. 2002. Reconstruction of Asian palaeomonsoon patterns in China over the last 40 kyrs: A synthesis. The Quaternary Research, 41(1): 23－33

Yu G, Xue B, Liu J, et al. 2003. LGM lake records from China and an analysis of climate dynamics using a modelling approach. Global and Planetary Change, 38(3-4): 223－256

Yu G, Zheng Y Q and Ke X K. 2005. 35ka B.P. climate simulations in East Asia and probing the mechanisms of climate changes. Chinese Science Bulletin, 50(1): 58－67

Zhang G J and McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian Climate Centre general circulation model. Atmosphere-Ocean, 33: 407－446

Zhao P, Zhou X J. 2004. Modeling the tropical climate and the impact of the western Pacific sea surface temperature at the Last Glacial Maximun. Journal of Geophysical Research, 109, D08105, doi: 10.1029/ 2003JD004095

Zheng Y Q, Yu G, Wang S M, et al. 2004. Simulations of Palaeoclimates over the East Asia at 6 ka and 21 ka B.P. by a Regional Climate

Model. Climate Dynamics, 23(5): 513－529

Zhu Z R, Wyrwoll K-H, Collins L B, et al. 1993. High precision U-series dating of last interglacial events by mass spectrometry: Houtman Abrolhos Island, western Australia. Earth and Planetary Science Letters, 118: 281－293

Zorita E, von Storch H, González-Rouco F, et al. 2003. Simulation of the climate of the last five centuries, GKSS Report 2003/12

本章图表，其中图 8.15、16、18、20、22、23、24、25、26、27、29、32、44 建议使用彩图；图 8.37、38 由出版社决定采用何种图（作者注）。

表 8.1 古气候模拟设计框图

项目	基本内容	说明
物理过程设计	物理过程（动力学过程、热力学过程、辐射收支、水相变、其它物质循环、热力学过程）、化学过程、生物过程等等	牛顿第二定律；热力学定律；质量守恒定律；其它方程
数学物理设计	模式方程（算子形式）、控制参数、初始条件和边界条件、空间和时间分辨率、参数化等	计算稳定性；计算收敛性；方程组闭合；耦合计算方案
程序设计	积分和微分的数值近似计算求解；多维时空离散化（时间和空间计算的数学处理网格或基函数）；主程序（计算流程图）、子程序（通用模块单元）等	物理过程设计和数学物理设计在计算机上的实现
资料设计	边界条件、初始条件资料输入，中间结果的存取，最后结果的输出等	

表 8.2 RegCM2 模式垂直分层情况

垂直分层	σ整层	标准气压	σ半层	标准气压
1	0.00	100	0.075	167.5
2	0.15	235	0.225	302.5
3	0.30	370	0.375	437.5
4	0.45	505	0.525	572.5
5	0.60	640	0.675	707.5
6	0.75	775	0.80	820
7	0.85	865	0.89	901
8	0.93	937	0.95	955
9	0.97	973	0.98	982
10	0.99	991	0.995	995.5
11	1.00	1000		

表 8.3 125ka BP 气候模拟的地球轨道参数边界场

(Montoya et al., 2000)

	偏心率	黄赤夹角 (°)	岁差经度 (°)
控制试验	0.017	23.45	282.16
125ka	0.040	23.79	127.27

表 8.4 MIS-3 古气候模拟采用的边界条件

(Barron et al., 2002)

试验方案	*方案一*	*方案二*
气候特征	冷期/Heinrich 事件 3	暖期/Heinrich 事件 4
太阳辐射	30KaBP 轨道参数	42KaBP 轨道参数
CO_2	200ppm	200ppm
冰盖	大规模斯堪迪纳维亚冰盖	小规模斯堪迪纳维亚冰盖
海岸线	-80 海面	-80 海面
植被	BIOME3.5 冷期植被	BIOME3.5 暖期植被
海温	CLIMAP/GLAMA/30ka SSTs	CLIMAP/GLAMA/42ka SSTs

表 8.5 35 ka BP 气候模拟边界条件设置

(Yu et al., 2005)。

边界条件		0 ka BP	35 ka BP
地球轨道参数	黄赤交角	23.446	22.75
	偏心率	0.01672	0.01539
	近日点	282.04	71.28
北半球第四纪冰盖分布		相当 0% LGM 冰盖	相当 50% LGM 冰盖
CO_2 含量		345ppm	210ppm
植被		现代	东亚古植被

表 8.6 35kaBP 气候模拟试验方案

a: Ins, Ice, Veg, CO2 分别代表太阳辐射、冰盖、植被和大气 CO2 浓度 (Yu et al., 2005)。

试验	编号	35 ka 值设置 a)	现代值设置 a)	运行时间	目的
35 ka 试验 1	E1	Ins + CO_2	Ice + Veg	30 年	35 ka 太阳辐射和 CO_2 强迫
35 ka 试验 2	E2	Ins + Ice + CO_2	Veg	30 年	35 ka 太阳辐射，冰盖和 CO_2 强迫
35 ka 试验 3	E3	Ins + Ice + Veg + CO_2		30 年	35 ka 太阳辐射,冰盖,植被和 CO_2 强迫
敏感试验 1	EM1	CO_2	Ins + Ice + Veg	4 年	测试 CO_2 降低气候效应
敏感试验 2	EM2	Ins	CO_2 + Ice +Veg	4 年	测试太阳辐射变化气候效应
控制试验	E0		Ins + Ice + Veg + CO_2	20 年	测试古气候相对现代的变化

表 8.7 国际 PMIP 计划中 18 个气候模式的有关信息

序号	模式	设计者	版本号	空间分辨率
1	CCM3	NCAR 国家大气研究中心（美国）	v.3	T42, L18
2	GFDL	地球物理流体动力实验室（美国）		R30, L20
3	GENESIS2	全球环境和生态模拟交互系统（美国）	v.2	T31, L18
4	GISS	Goddard 太空研究所（美国）	v.II	72×46, L9
5	UIUC11	Illinois 大学（美国）		72×46, L11
6	CNRM2	国家气象研究中心（法国）	v.2	T31, L19
7	LMD4	气象动力实验室（法国）	v.4ter	48×36, L11
8	LMD5	气象动力实验室（法国）	v.5.3	64×50, L11
9	UGAMP	英国大学全球大气模型项目（英国）	v.2	T42, L19
10	UKMO	英国气象局（英国）	v.3.2	96×73, L19
11	CSIRO	联邦科学和工业研究组织（澳大利亚）	v.4-7	R21, L9
12	BMRC	气象局研究中心（澳大利亚）	v.3.3	R21, L9
13	CCSR1	气候系统研究中心（日本）	v.5.4.02	T21, L20
14	MRI2	气象研究所（日本）	v.II.b	72×46, L15
15	MSU	莫斯科州立大学（俄罗斯）		10×15, L3
16	CCCMA2	加拿大气候模拟与分析中心（加拿大）	v.2	T32, L10
17	ECHAM3	马普气象研究所（德国）	v.3.6	T42, L19
18	YONU	韩国 Yonusei 大学（韩国）	Tr7.1.1	72×46, L8

表 8.2.6 注：表中 R 或 T 代表谱模式，R 代表菱形截断，T 代表三角形截断，后面的数字为截断波数。如 R15 表示菱形截断的 15 波谱模式；72×46，…等表示格点模式中的格点数；L 表示垂直分层，后面的数字表示分层数。如 L19 表示垂直方向共分 19 层。

表 8.8 第四纪古气候模拟试验的地球轨道参数

时代（天文年代标准）	地球轨道参数		
	偏心率	近日点/° E	黄赤交角/°
现代（0 ka BP）	0.0167	282.04	23.446
末次间冰期（126 ka BP）	0.0397	111.24	23.928
末次间冰期（115 ka BP）	0.0414	291.02	22.405
末次冰盛期（21 ka BP）	0.0187	294.42	22.949
晚冰期（11 ka BP）	0.0195	98.408	24.201
中全新世（6 ka BP）	0.0167	180.92	24.105

根据 Joussaume et al, 1999; de Noblet et al, 1996; Kutzbach et al, 1998

表 8.9 小冰期气候模拟的敏感性试验方案

（据刘健等，2003）。

敏感试验	强迫因子数	太阳常数 (w/m^2)	大气光学厚度 (无量纲)	大气 CO2 (ppm)	植被类型
1	1	1367.04 (现代）	0.004774	345	现代
2	1	减少 0.5%	0.004774	345	现代
3	1	1367.04	减少 0.15%	345	现代
4	1	1367.04	0.004774	345	工业革命前
5	2	减少 0.5%	减少 0.15%	345	现代
6	3	减少 0.5%	减少 0.15%	345	现代
7	4	减少 0.5%	减少 0.15%	280	工业革命前

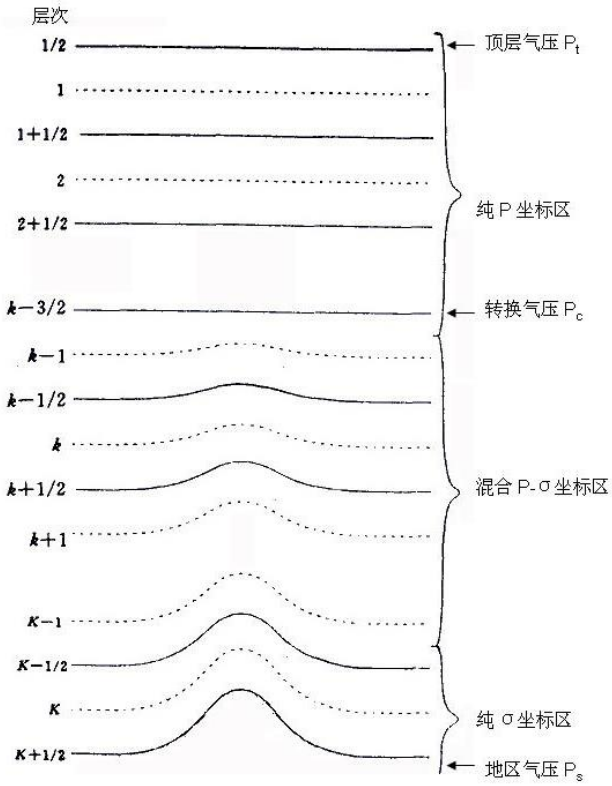

图 8.1 p-σ 混合坐标的示意图

(Hack, 1993)

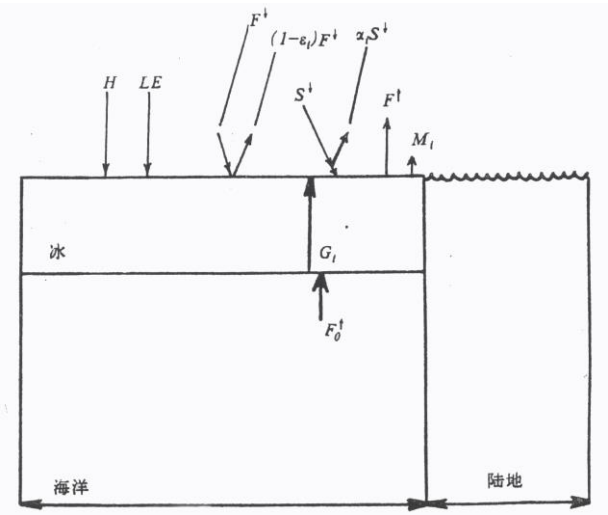

图 8.2 无雪覆盖海冰系统的能量收支

(黄建平, 1992)

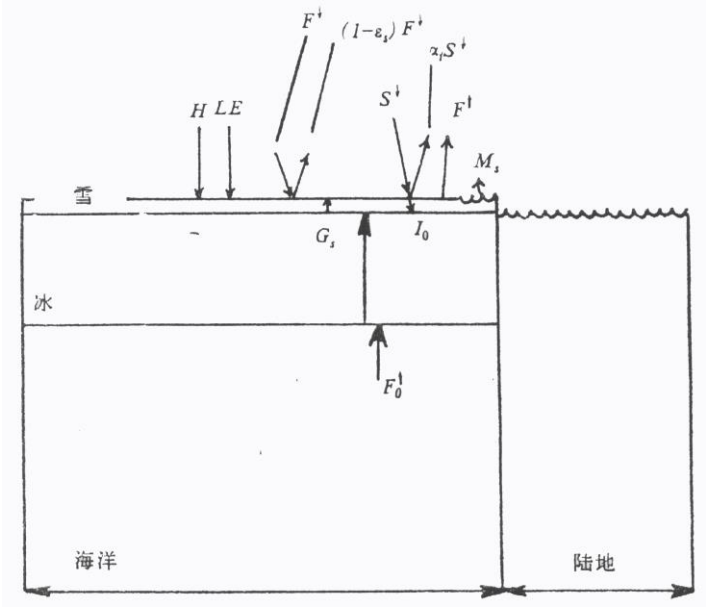

图 8.3 有雪覆盖时海冰系统的能量收支

（黄建平, 1992）

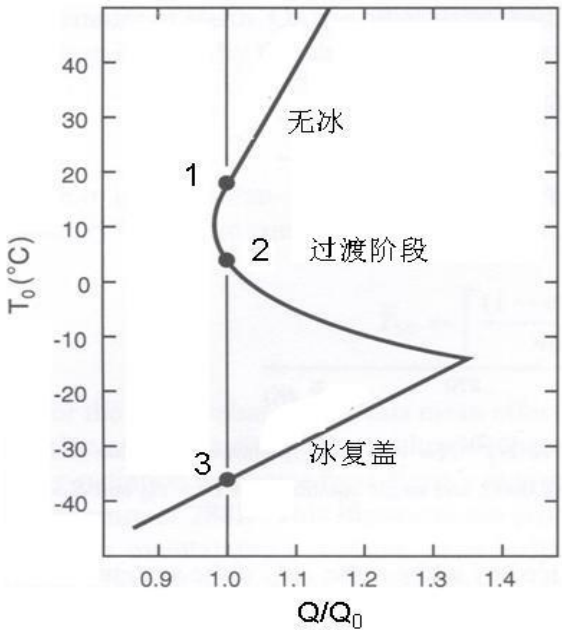

图 8.4 冰盖气候模式中稳定状态下的温度与太阳常数的非线性关系求解

Q/Q_0 是冰面辐射与太阳辐射比，1-3 分别为太阳辐射驱动冰盖变化的三个阶段 (North and Crowley，1985)。

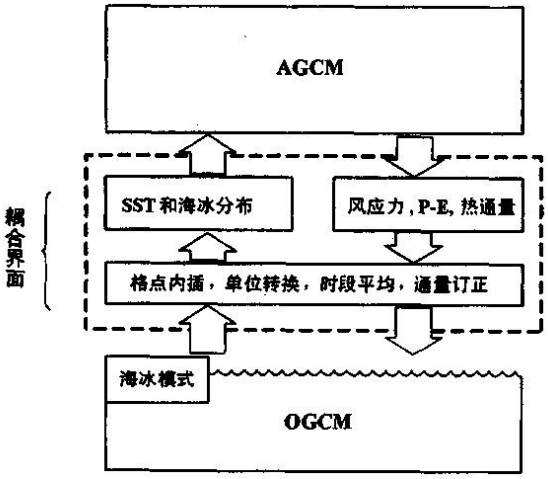

图 8.5 大气模式与海洋模式耦合的方式

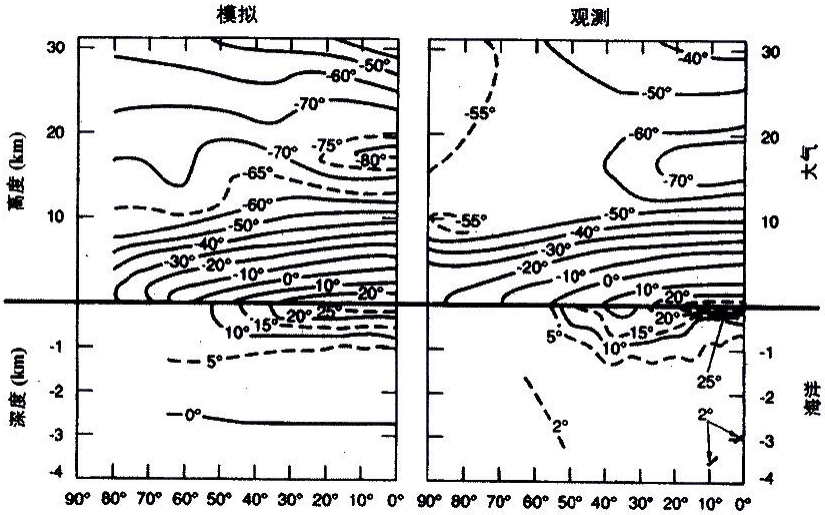

图 8.6 纬向平均大气和海洋温度剖面

右图为观测值，左图为由 GFDL 早期大气－海洋模式计算值 (Manabe, 1969)

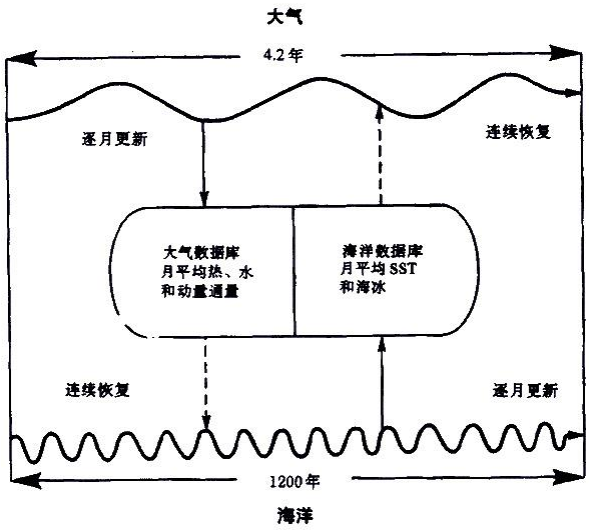

图 8.7 GFDL 耦合模式对季节循环积分的非同步耦合方案

(Manabe, 1979)

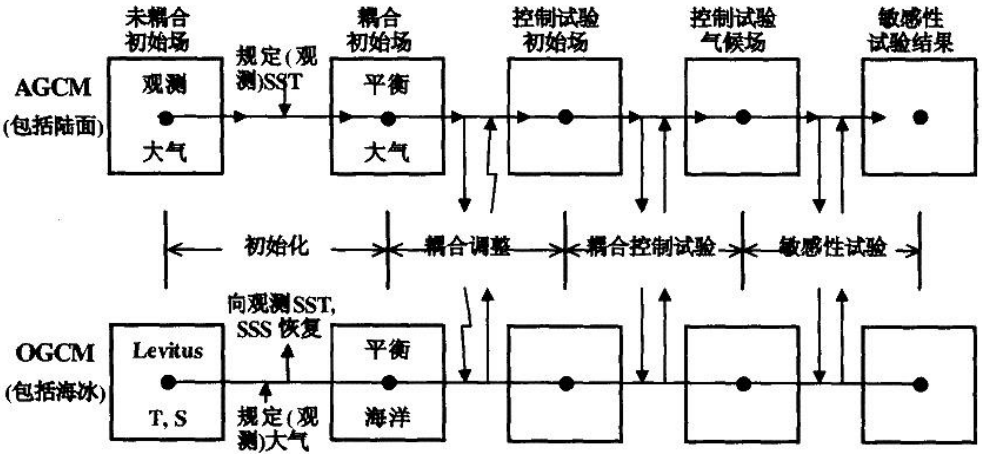

图 8.8 海气耦合模拟试验流程图

(赵其庚, 1999)

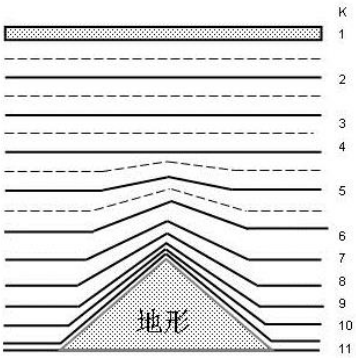

图 8.9 区域气候模式垂直网格结构

k 是垂直分层: 1, 2, ….11 层，分别对应半　层，数值见表 9.1 (郑益群, 2000)。

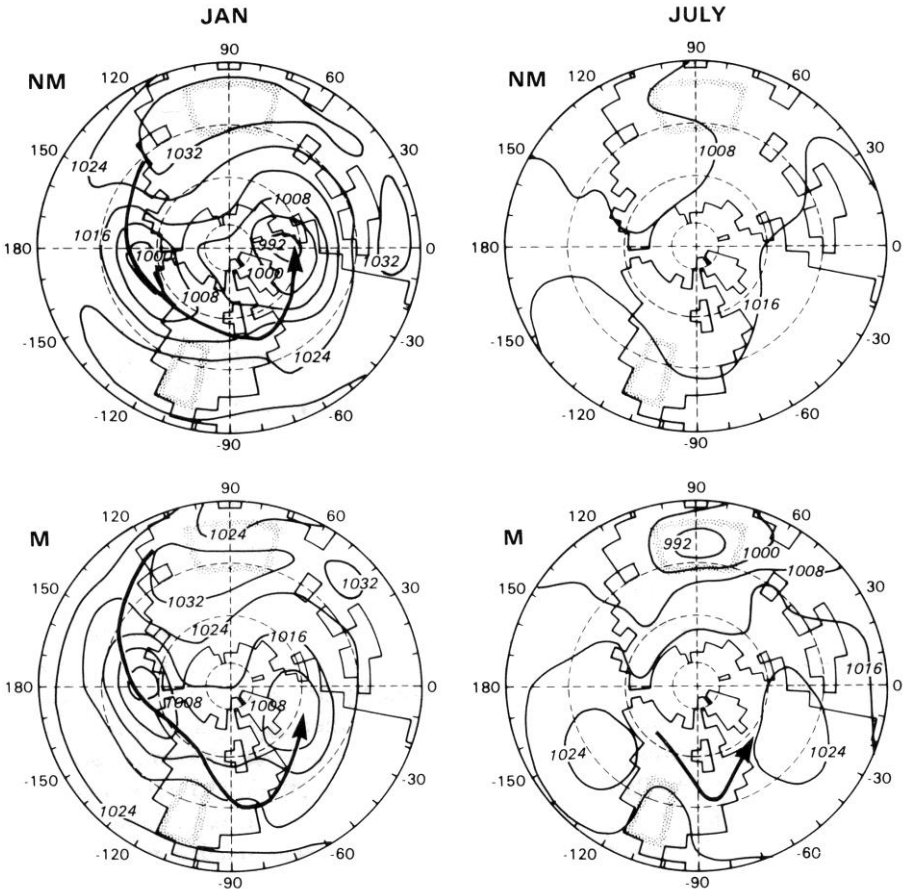

图 8.10 GCM 模拟北半球地形变化下的古气压场（hPa）

M：有山试验，NM：无山试验。图中深色箭头表示高空急流路径（Ruddiman and Kutzbach, 1989）。

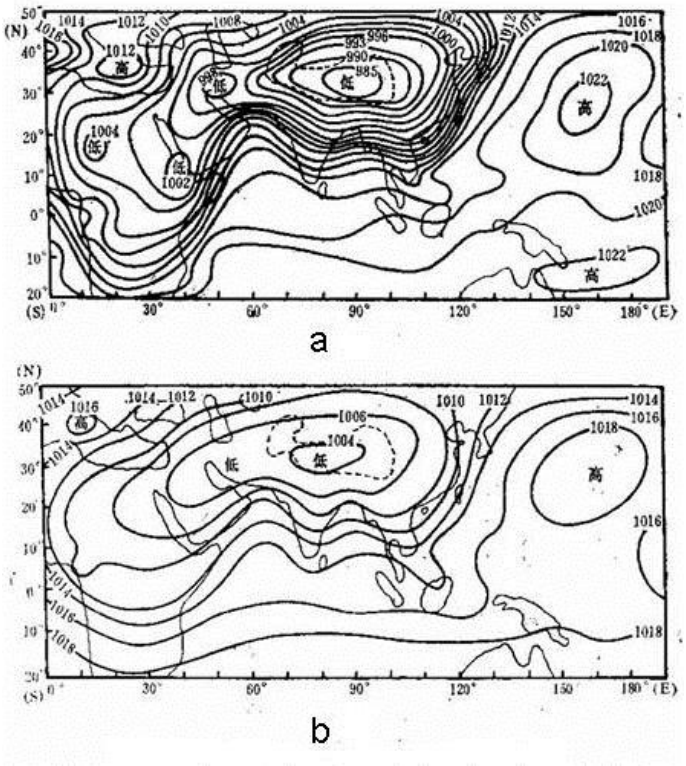

图 8.11 GFDL-GCM 模拟青藏高原对南亚季风形成的敏感性试验

7 月海面气压场模拟：a. 有山试验， b. 无山试验 (Hahn et al., 1975)。

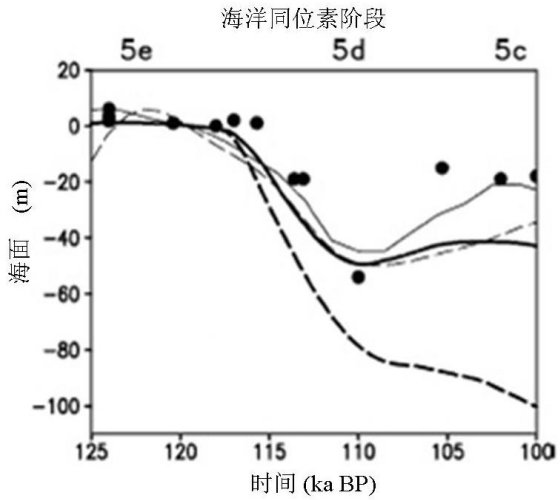

图 8.12 125ka~100ka BP 时期的海面高度变化

不同曲线和数据点分别根据 Imbrie et al. （1984）; Bard et al. （1990）; Chappell et al.（1996）; Eisenhauer et al.（1996）; Cutler et al., （2003）; Gallup et al. （2002）; Zhu et al.（1993）等资料 (Calov et al., 2005)。

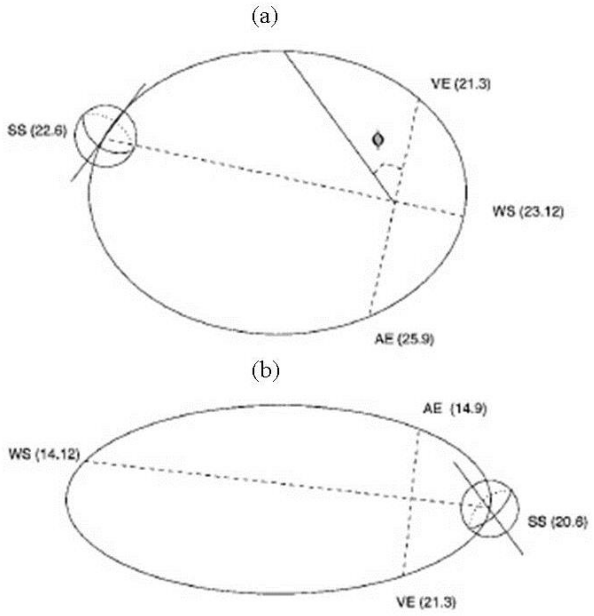

图 8.13 125ka BP 地球轨道参数图示

a. 现代； b. 末次间冰期。

VE：春分点； AE：秋分点；SS：夏至点；WS：冬至点。

现代的偏心率接近圆形轨道，近日点在冬至附近；末次间冰期偏心率接近椭圆轨道，近日点在夏至附近 (Montoya et al., 2000)。

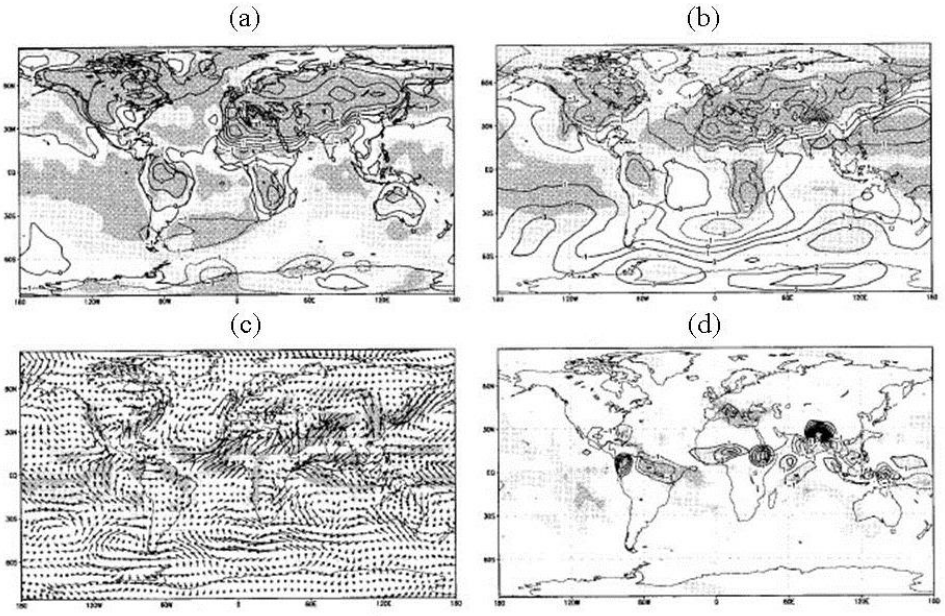

图 8.14 末次间冰期北半球夏季气候模拟

采用 125ka BP 与控制试验之差表示：a 近地表温度（℃)，b 海面气压 (hPa)，c 距地表 10m 风速 (m/s)，d 降水量 (mm/d)。阴影区为差异的统计检验的显著水平：淡色阴影区为 80%，深色阴影区为 95% (Montoya et al., 2000)。

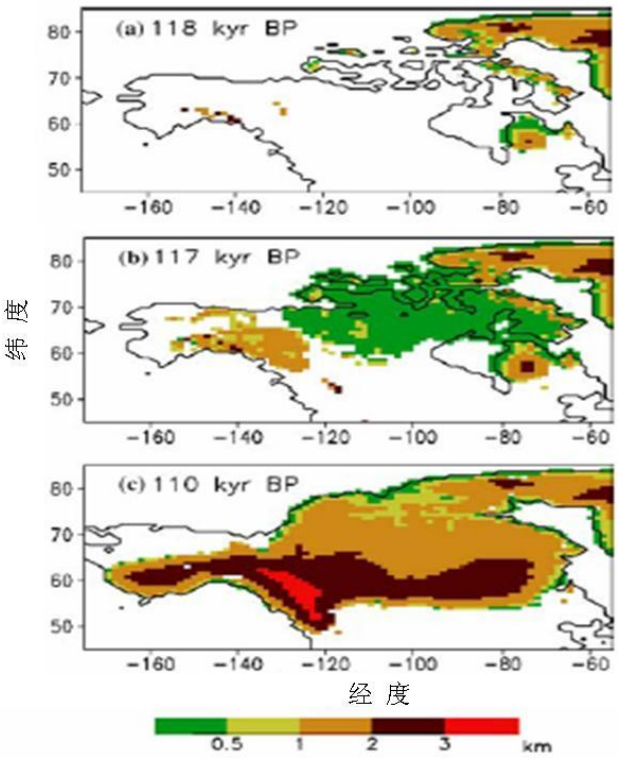

图 8.15 末次间冰期北美大陆冰盖高度分布

a. 118 ka BP，b. 117 ka BP, c. 110 ka BP (Calov et al., 2005)。

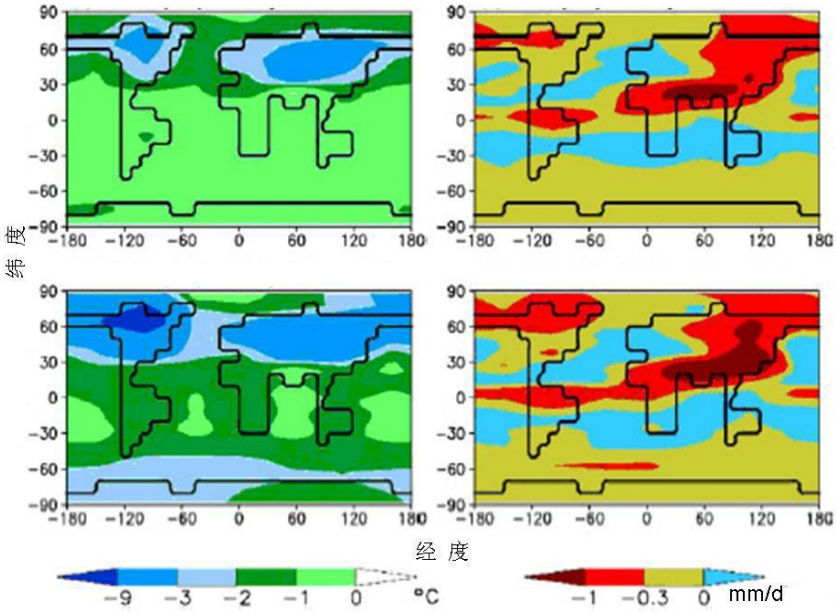

图 8.16 末次间冰期气候夏季温度和降水模拟

a 和 b: 118ka BP 与现代值之差，c 和 d： 115ka BP 与现代值之差冬季，a 和 c：温度模拟， b 和 d：降水模拟 (Calov et al., 2005)。

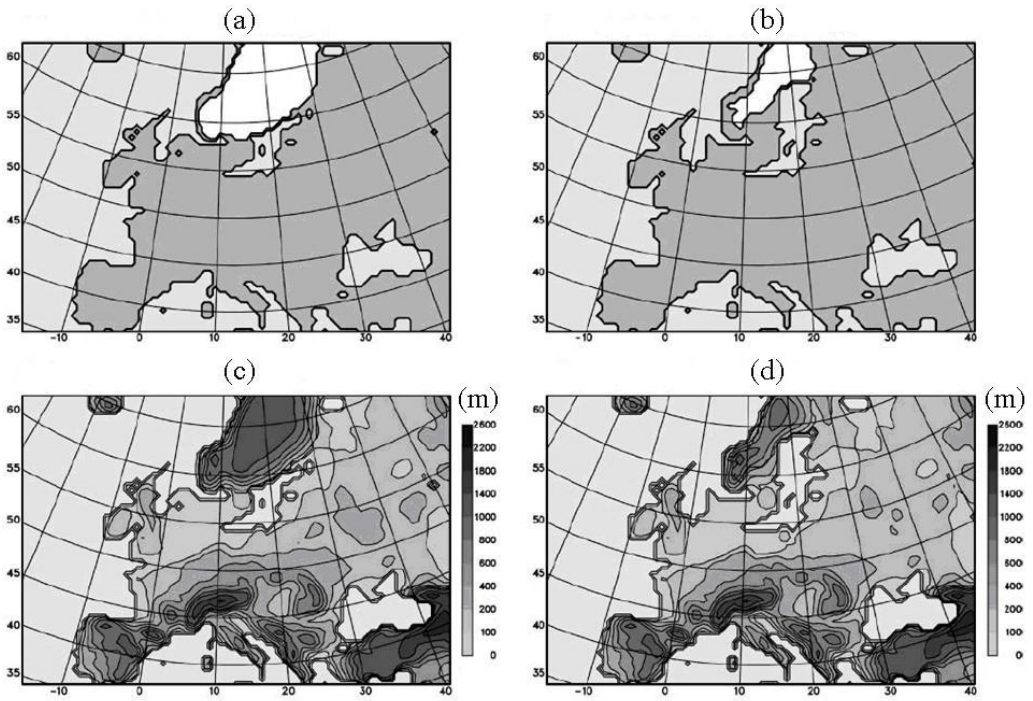

图 8.17 MIS-3 欧洲海陆岸线和冰盖分布

冰盖分布 (a 和 b)；地形高度 (c 和 d)。其中 a, c 为冷期试验，b, d 为暖期试验 (Barron et al., 2002)。

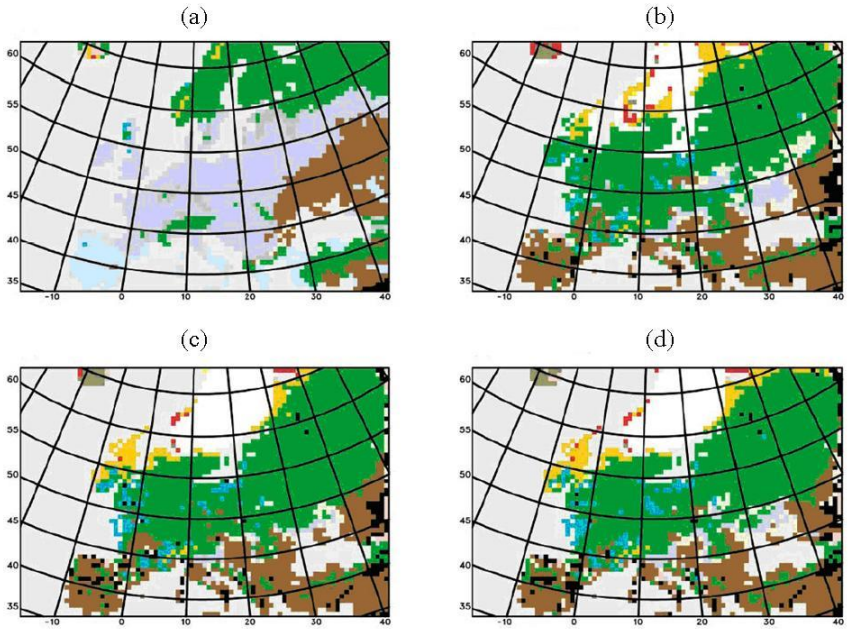

图 8.18 MIS-3 欧洲植被分布

a. 现代, b-d MIS-3 阶段试验，其中 b 为暖期，c 为冷期，d 为热期 (Barron et al., 2002)。

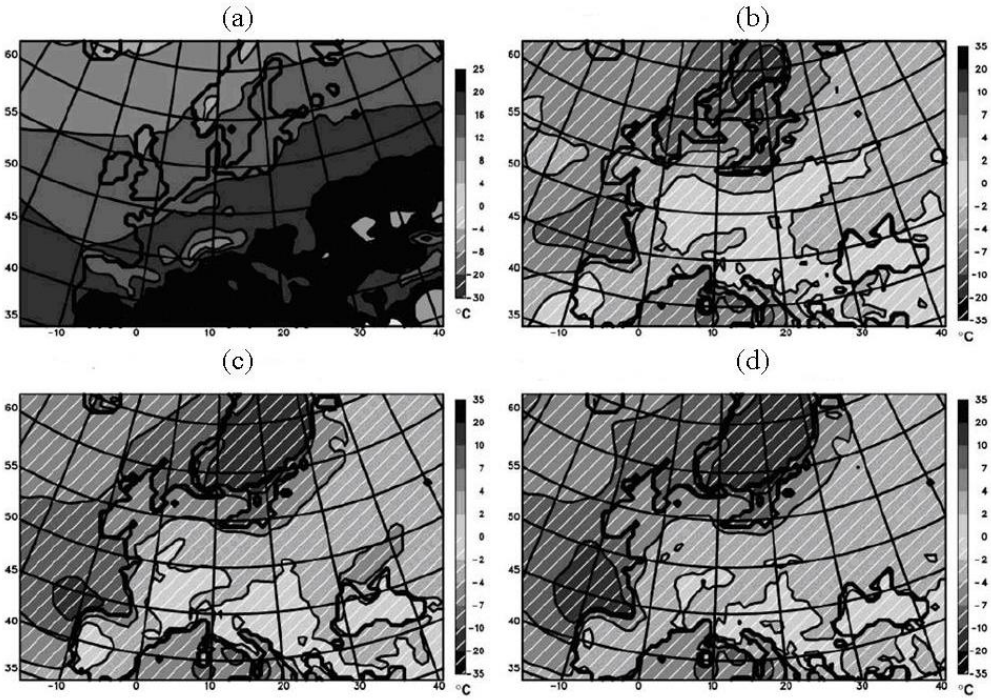

图 8.19 MIS-3 海温变化驱动的夏季温度模拟

a: 现代; b: MIS-3 暖期, c: MIS-3 冷期, d: MIS-3 热期 (Barron et al., 2002)。

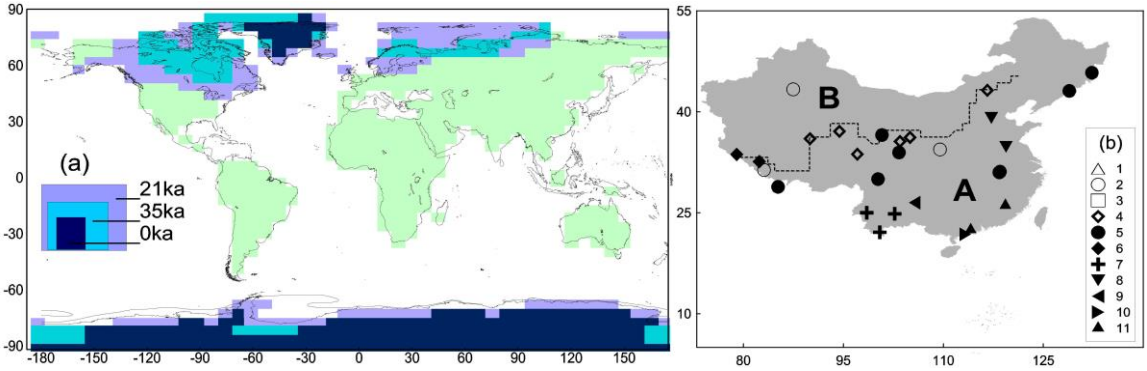

图 8.20 35 ka BP 气候模拟采用的冰盖和东亚植被分布

a. 冰盖分布; b. 古植被以及森林植被与荒漠草原边界。

A. 森林植被区, B. 非森林植被区. 1. 草甸, 2. 草原, 3. 荒漠, 4. 草原-针叶林, 5. 针叶-阔叶混交林, 6. 针叶林, 7. 针叶-常绿阔叶混交林, 8. 落叶阔叶林, 9. 常绿阔叶林, 10. 常绿-落叶阔叶混交林, 11. 稀疏草原-常绿阔叶林 (Yu et al., 2005)。

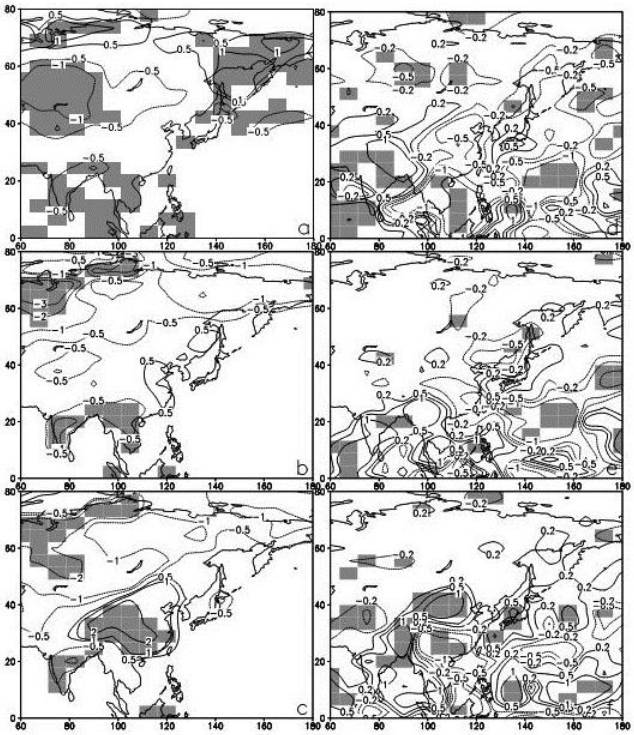

图 8.21 35 ka BP 年平均温度（℃）和年平均降水（mm/d）模拟

采用各试验与控制试验（E0）的差值表示：a. E1 温度；b. E2 温度；c. E3 温度；d. E1 降水；e. E2 降水；f. E3 降水。

深色区域表示 T-检验差异显著性达到 95%（Yu et al.，2005）。

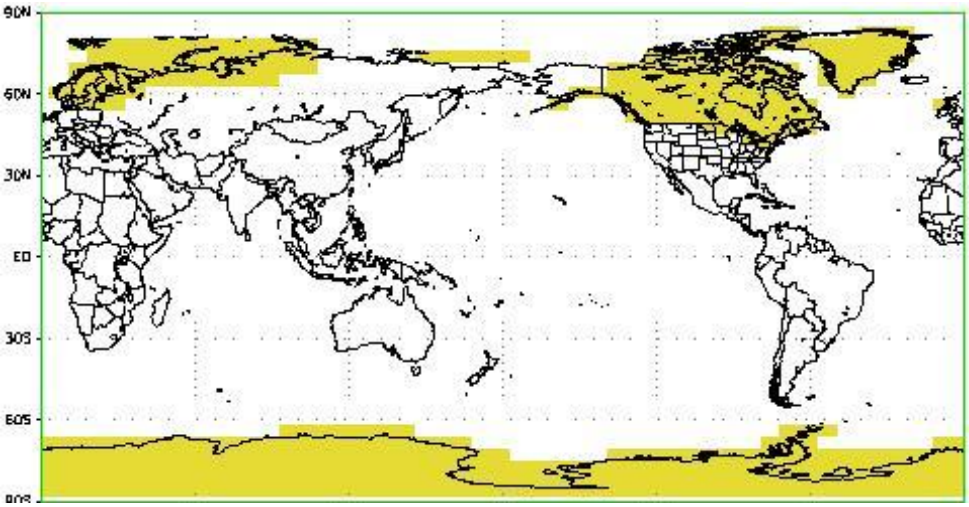

图 8.22 21ka BP 冰盖分布

（转引自于革等，2001）

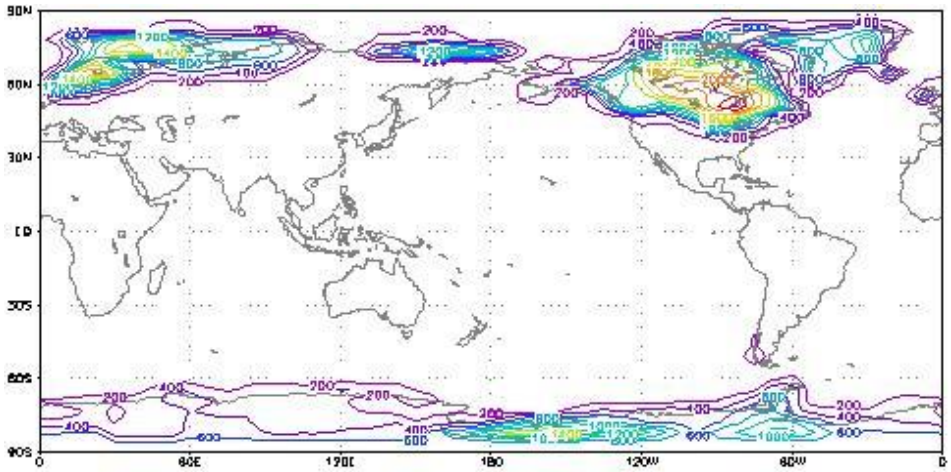

图 8.23 21ka BP 冰盖地形高度与现代地形高度差

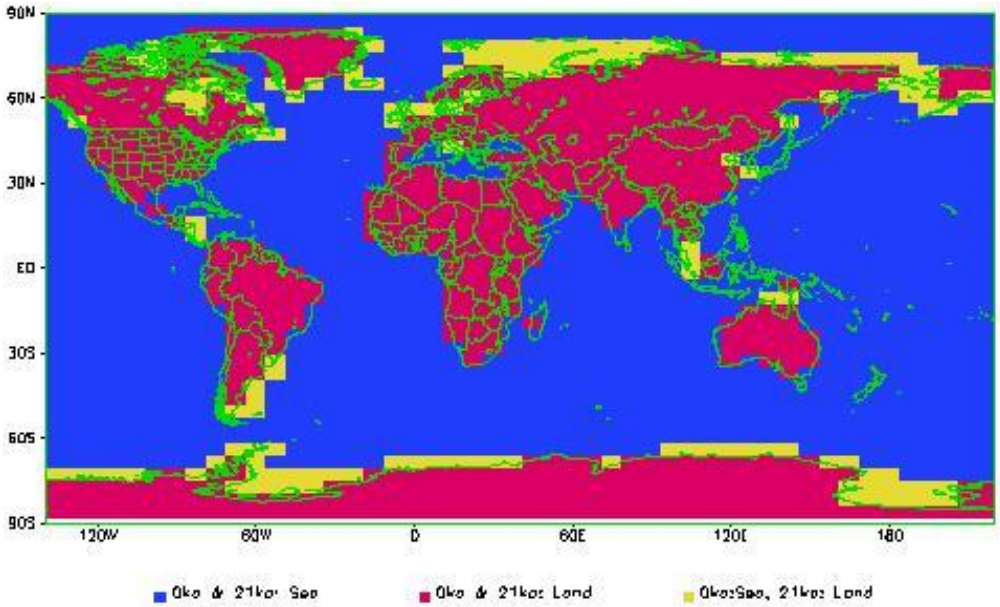

图 8.24 21ka BP 海陆分布与现代的差异

(转引自于革等，2001)

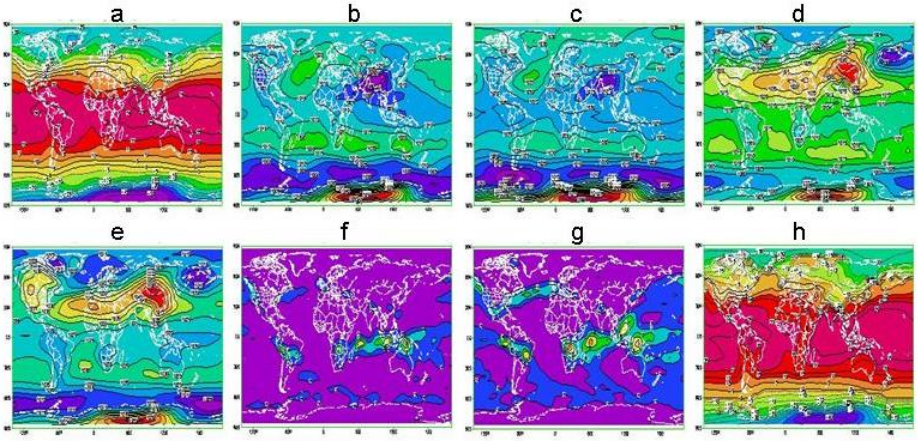

图 8.25 LGM 冰盖与无冰盖条件下降水、温度和海面气压模拟

a, c, e, g 为无冰盖试验， b,d,f,h 为有冰盖试验。 a, b 夏季海平面气压场（hPa）; c, d 冬季海平面气压场（hPa）; e, f 冬季降水（mm/d）; g, h 年平均温度（℃）(于革等，2001)。

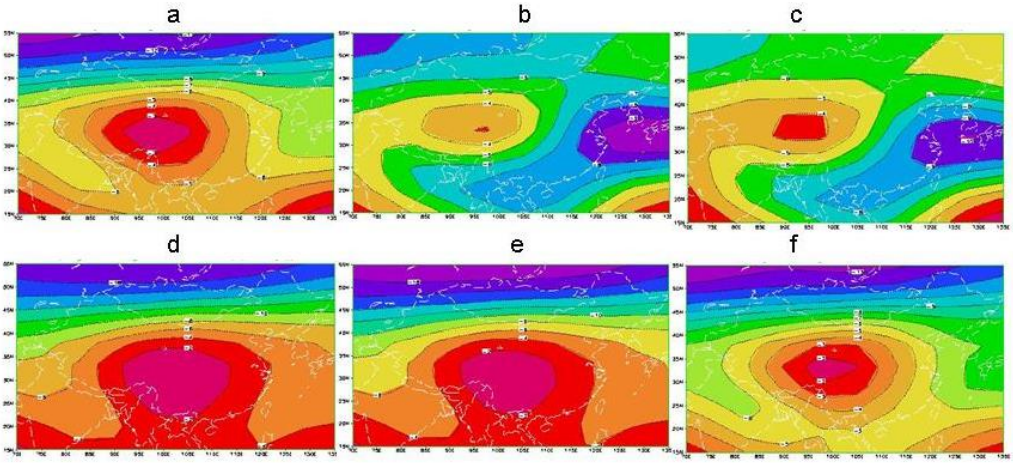

图 8.26 21ka BP 与 0ka BP 试验的温度差值模拟

a. 现代植被驱动 21kaBP 冬季（DJF）, b. 21kaBP 植被驱动冬季, c. 现代植被驱动夏季 （JJA）, d. 21kaBP 植被驱动夏季, e. 现代植被驱动年平均, f. 21kaBP 植被驱动年平均（温度单位：℃）

(于革等，2001)。

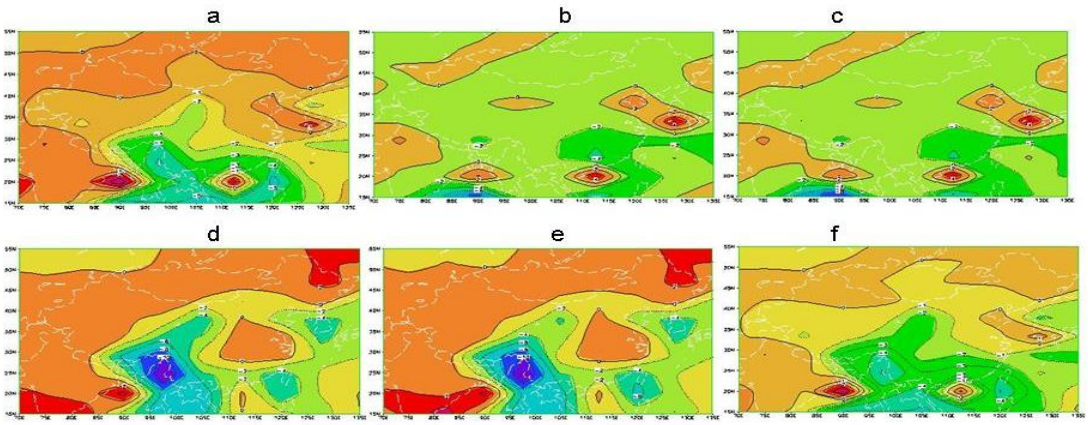

图 8.27 21ka BP 与 0ka BP 试验有效降水差值模拟

a. 现代植被驱动 21kaBP 冬季（DJF），b. 21kaBP 植被驱动冬季，c. 现代植被驱动夏季 （JJA），d. 21kaBP 植被驱动夏季，

e. 现代植被驱动年平均，f. 21kaBP 植被驱动年平均（降水单位：mm/d）（于革等，2001）。

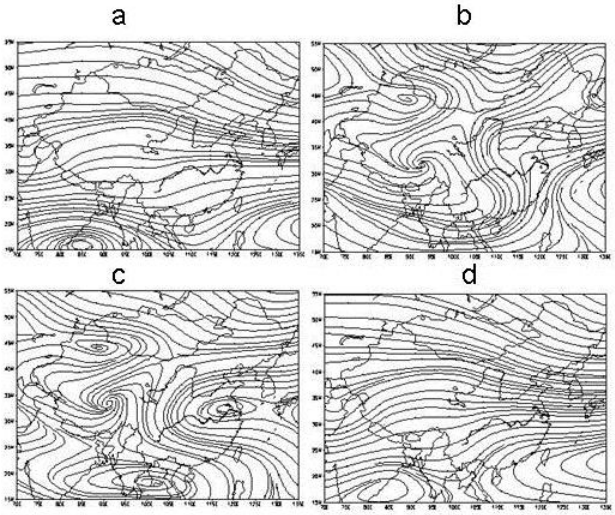

图 8.28 21ka BP 和 0ka BP 700hPa 流线图的对比

a. 0ka BP 夏季，b. 21ka BP 夏季，c. 0ka BP 冬季，d. 21ka BP 冬季（于革等，2001）。

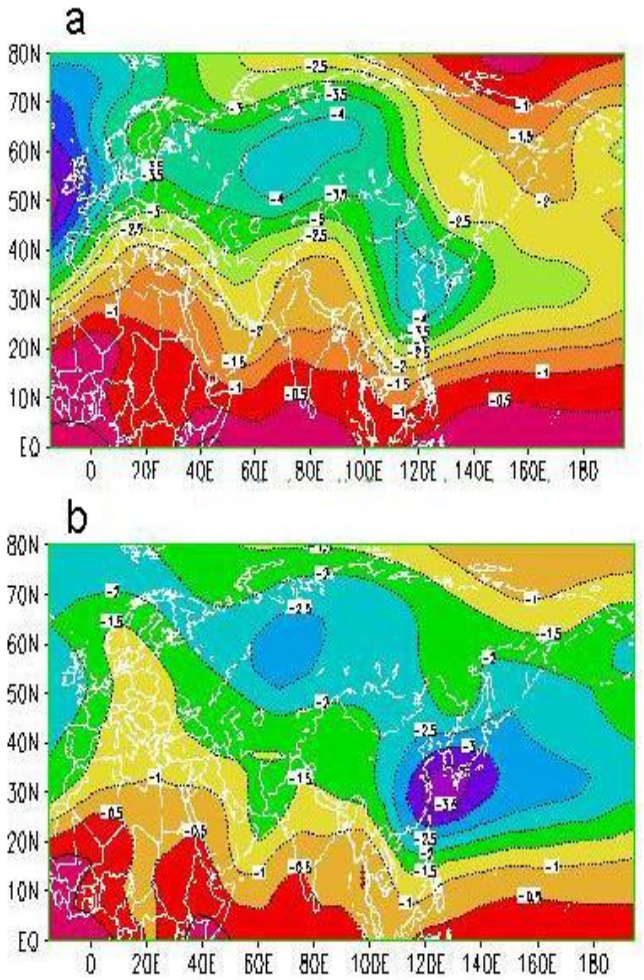

图 8.29 晚冰期海温强迫下欧亚大陆的年平均温度模拟

与控制试验的差值表示：a. 试验一 (NA) 模拟, b. 试验二 (NA+SH) 模拟（陈星等，2004）。

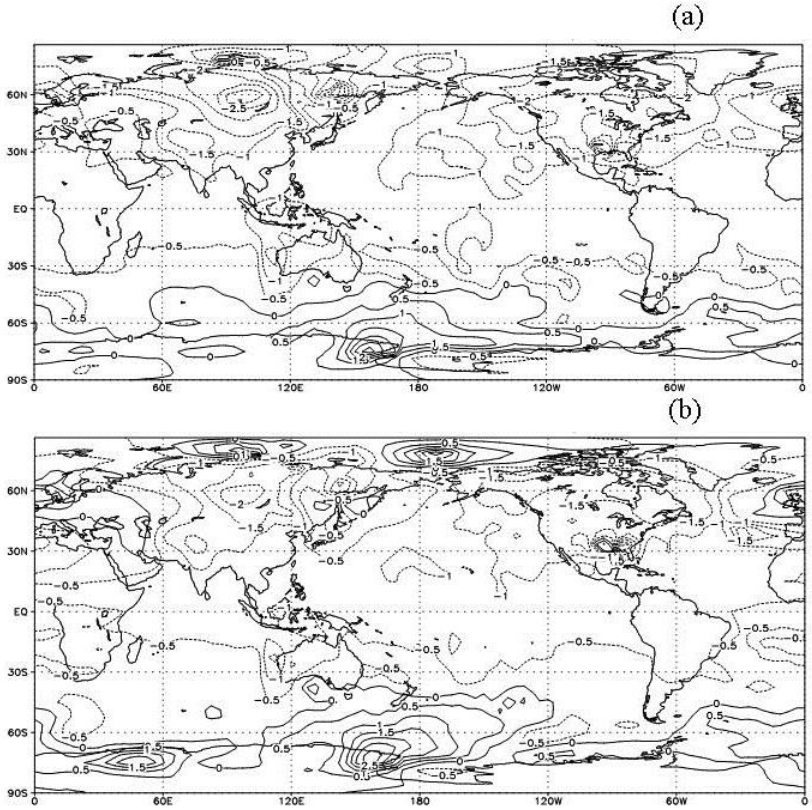

图 8.30 晚冰期不同强度耦合下年平均温度模拟

采用与控制试验差值（℃），a. 强耦合阶段，b. 弱耦合阶段（陈星等， 2004）。

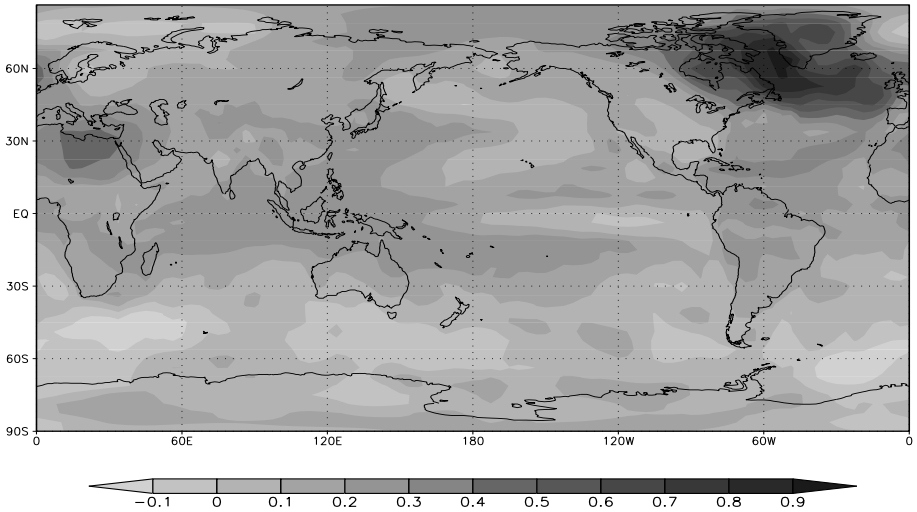

图 8.31 晚冰期北大西洋 SST 与全球年平均温度模拟的相关系数分布

SST 采用 EOF 的第一主成分（PC1）（陈星等，2004）。

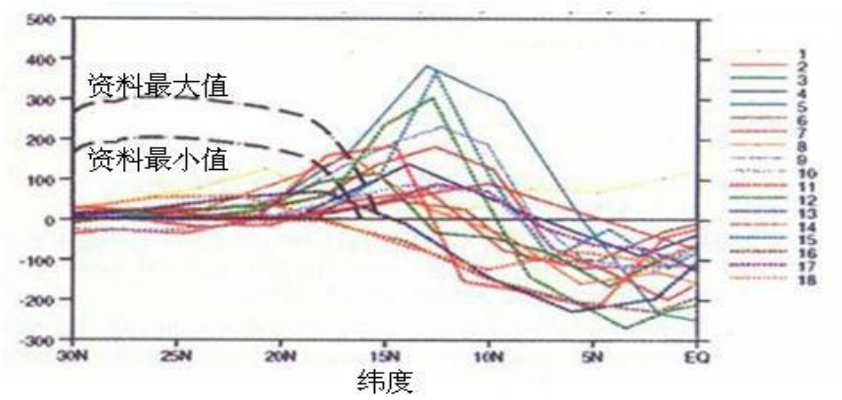

图 8.32 18 个 GCM 对 6ka BP 北非年降水模拟

采用与现代差值的纬度平均值表示；18 个模式的编号见表 8.7 (Joussaumeet al.,1998)。

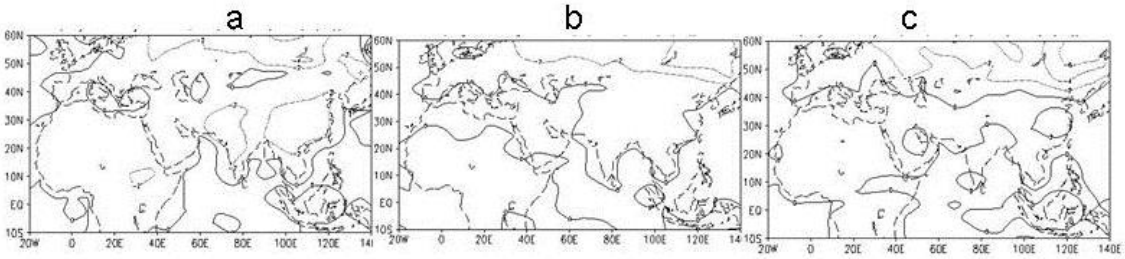

图 8.33 现代植被预置下 6ka BP 温度模拟

利用 6Ka-0Ka 差值（^{0}C）：a.年平均温度差，b.夏季温度差，c.冬季温度差(于革等，2001)

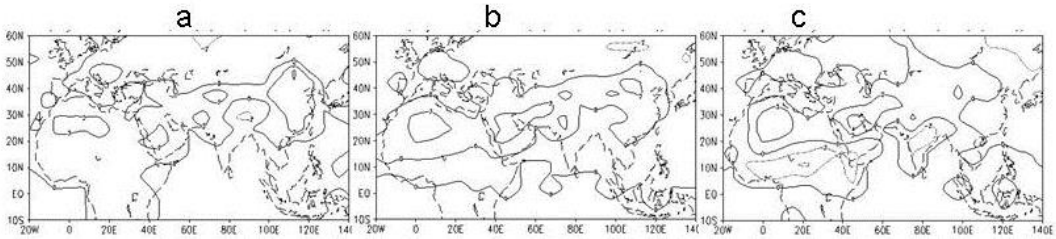

图 8.34 古植被下 6ka BP 温度模拟

采用试验二与试验一的差值表示（^{0}C）：a.年平均温度差，b.夏季温度差，c.冬季温度差(于革等，2001)。

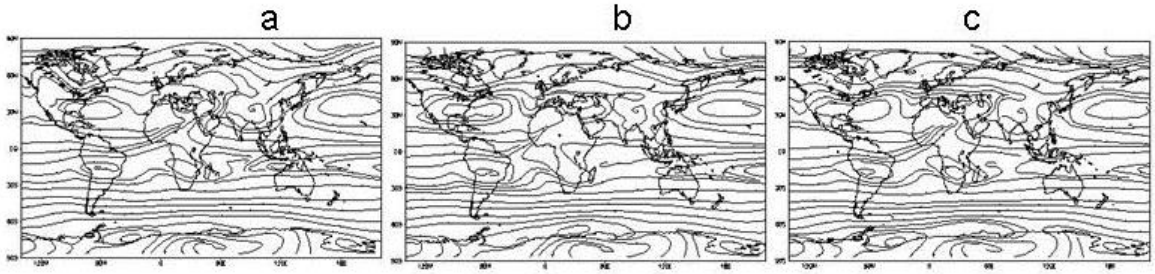

图 8.35 6ka BP 和 0ka BP 夏季流线模拟

a. 6ka BP(6 ka 植被强迫)，b 6ka BP(0ka 植被强迫)，c. 0ka BP(于革等，2001)。

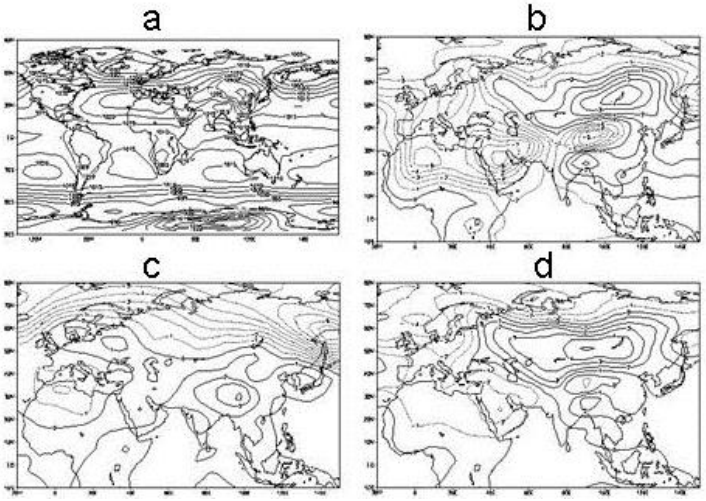

图 8.36 6ka BP 和 0ka BP 季节海面气压场模拟

利用 6Ka-0Ka 差值（hPa ）：a.夏季(6ka 植被强迫)，b. 冬季(6ka 植被强迫)，c. 夏季(0ka 植被强迫)，d. 冬季(0ka 植被强迫)（于革等，2001)。

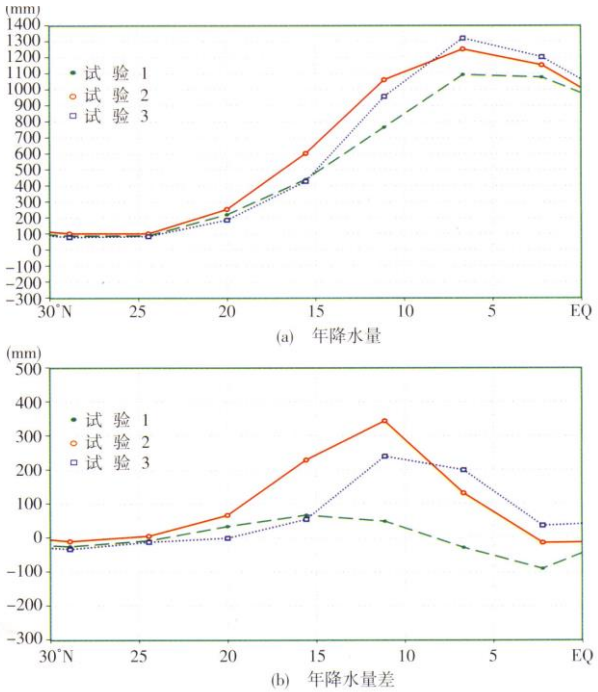

图 8.37 AGCM＋SSiB 对 6ka BP 北非年降水模拟

采用与现代差值的纬度平均值表示（mm/a）：a. 年降水量, b. 6 ka BP 和现代年降水量差。试验 1 为 6ka 辐射与 0ka 植被强迫，试验 2 为 6ka 辐射与 6ka 植被强迫，试验 3 为 0ka 辐射与 6ka 植被强迫 (于革等，2001)。

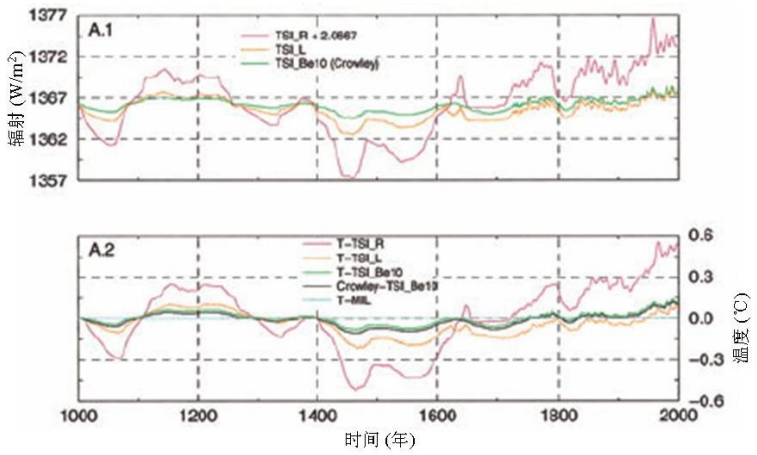

图 8.38 过去千年气候模拟中采用的太阳辐射变化驱动

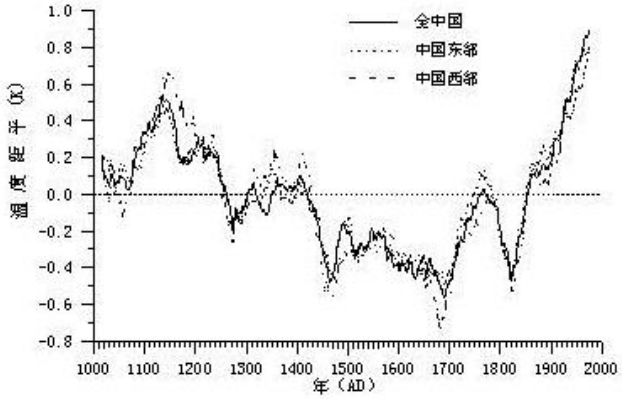

图 8.39 中国年平均温度距平 31 年滑动平均值的时间演变

(相对于 1000~1990 年)。实线：全中国；虚线：中国东部；点线：中国西部 （刘健，2006）。

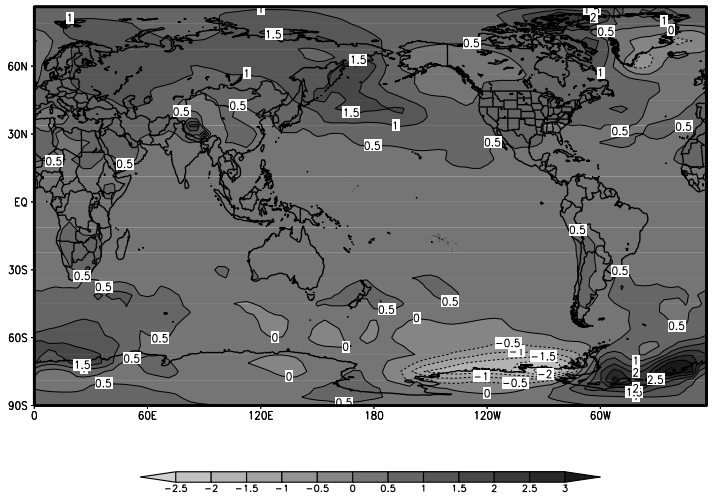

图 8.40 全球中世纪暖期最盛期 (1125~1155 年) 平均温度距平

相对于 1000~1990 年分布（°K）（刘健，2006）。

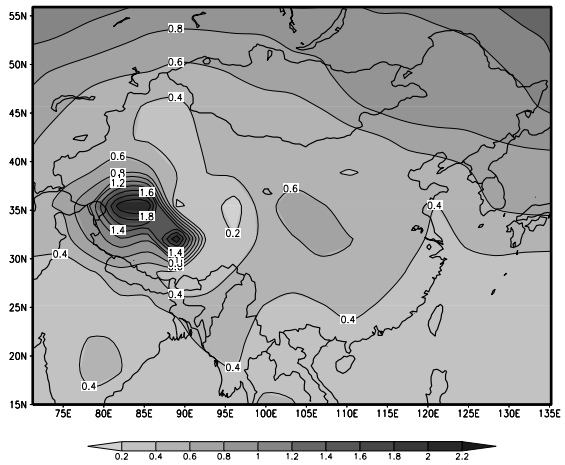

图 8.41 中国中世纪暖期最盛期 (1125~1155 年) 平均温度距平

相对于 1000~1990 年分布（°K）（刘健，2006）。

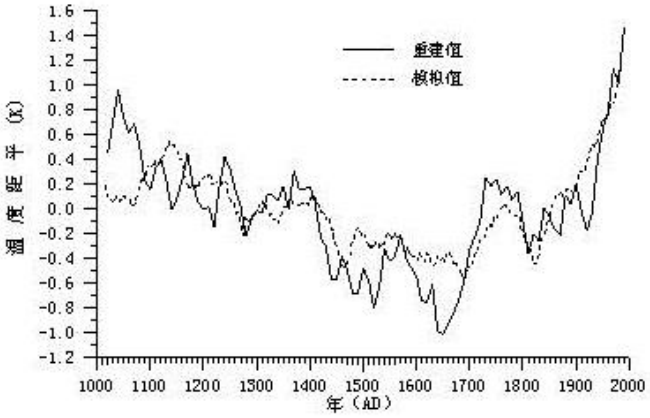

图 8.42 中国区域年平均温度距平的模拟与重建值的时间演变

（刘健，2006）。

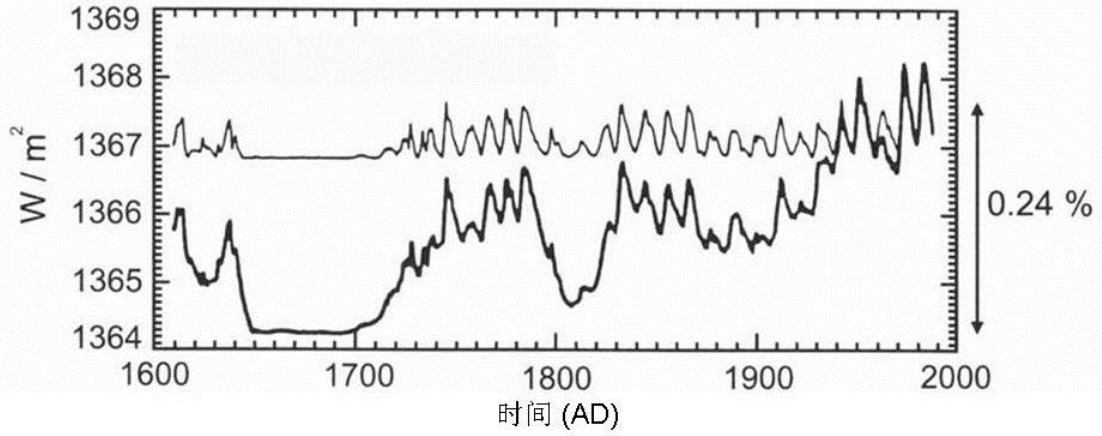

图 8.43 小冰期以来太阳辐射变化

细线代表太阳辐射变化 Schwabe 循环， 粗线代表叠加了自 Maunder 最小期以来根据类太阳恒星观测的太阳辐射衰减的变化序列 （Lean et al., 1995）。

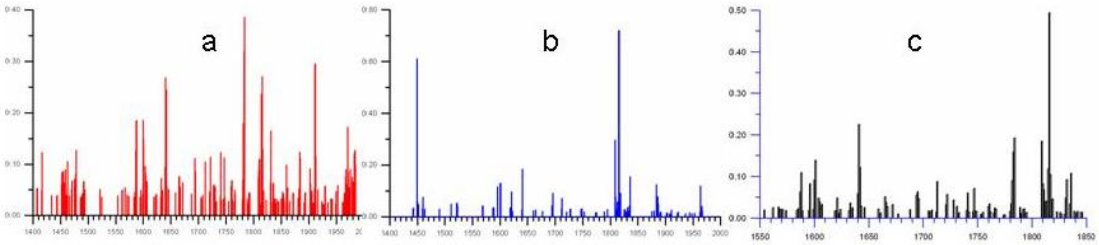

图 8.44 过去 600 年来火山灰光学厚度

a. 北半球， b. 南半球， c. 全球平均 （Robock，1996）。

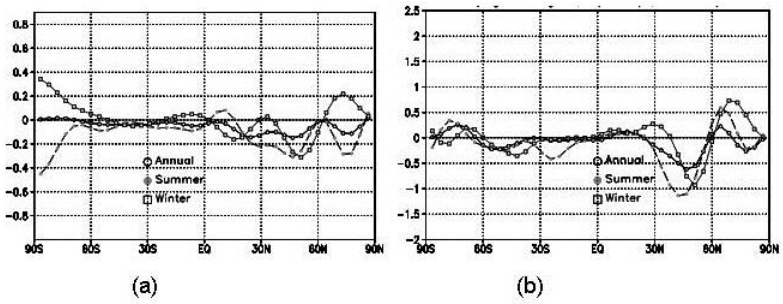

图 8.45 小冰期试验 2 地面气温的纬向平均值模拟

a.全球平均, b.东亚地区平均 （°K）（刘健等，2003；2004）。

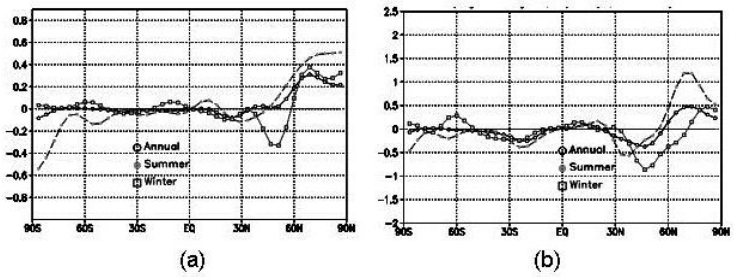

图 8.46 小冰期试验 3 地面气温的纬向平均值模拟

a.全球平均；, b.东亚地区平均 （°K）（刘健等，2003；2004）。

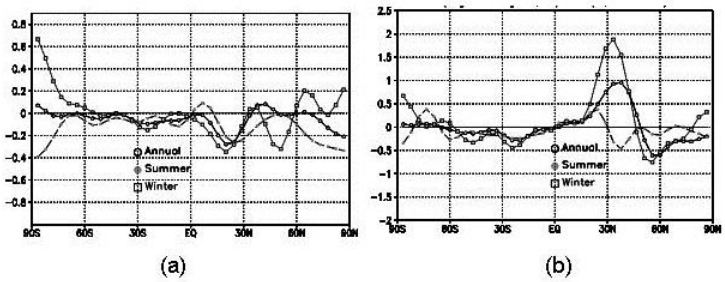

图 8.47 小冰期试验 6 地面气温的纬向平均值模拟

a.全球平均, b.东亚地区平均（°K）（刘健等，2003；2004）。