

末次冰期东亚区域气候变化的情景 和机制研究

钱 云

(中国科学院大气物理研究所全球变化东亚区域研究中心, 北京 100029)

钱永甫 张耀存

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 用一嵌套在全球大气环流模式中的区域气候模式, 通过数值试验和对内外因作用的机制分析, 探讨了以末次冰期为背景的大尺度强迫引起的大气环流和区域内下垫面条件异常等中尺度强迫影响区域气候变化的过程和机制。大尺度强迫和区域内局地的中尺度强迫通过不同的热力和动力学过程影响大气运动状况和区域气候的变化。末次冰期大尺度强迫引起的全球大气环流背景的变化是形成冰期和现代区域气候差异的主要原因。

关键词 末次冰期 区域气候 大尺度环流背景 中尺度局地强迫

1 引言

气候系统本身十分复杂, 其中包含着不同尺度的子系统, 各种子系统之间又相互影响、相互作用。所以在研究未来气候变化的原因和所产生的可能影响时, 不仅需要模拟全球气候变化, 也需要模拟区域气候变化^[1]。

区域气候的变化受到大尺度强迫引起的全球大尺度环流背景的变化和区域内局地中尺度强迫的共同作用。研究结果表明, 太阳辐射、下垫面状况、海温及大气中痕量气体浓度的改变都会影响全球大气环流运动状况, 再通过区域侧边界的动量、能量和水汽交换来影响区域气候变化。而区域内的植被类型、地形高度、地表反照率等一些区域内部条件, 作为中尺度强迫对区域气候变化产生着更直接的影响。本文用一嵌套在大气环流模式中的区域气候模式, 通过敏感性试验(见表1)和动力学分析对18 000年前末次冰期东亚区域气候的变化状况及机制作了初步的研究和探讨。

2 大气环流模式

这里给区域模式提供侧边界条件的大气环流模式(GCM)是由Bourke^[2]和McAvaney^[3]设计后经Simmonds^[4]和林元弼^[5]、吴国雄和刘辉^[6]等进行改进的一个菱形截断15波的9层全球大气环流谱模式, 它包含了较为完善的物理过程, 考虑了下垫面粗糙度、潮湿度、海温、极冰和雪盖等因子, 也考虑了地形作用。其中海温、冰雪覆盖

表 1 控制试验、冰期试验和敏感性试验的下垫面和侧边界条件

试验代号	试 验 目 的	区域内部下垫面条件	侧边界 (大尺度环流背景)
C00	模拟现代区域气候特征; 供比较	现代	现代
M1	研究大尺度环流背景对区域气候的影响	现代	冰期
M2	研究区域内部下垫面条件异常对区域气候的影响	冰期	现代
冰期试验	揭示冰期区域气候特征	冰期	冰期

均取月平均分布, 在陆地、雪面和冰面上使用热平衡方程确定表面温度。太阳辐射 (太阳高度角)、海温、海冰和雪盖等均随时间变化, 但不考虑其年际变化。

在控制试验中, 模拟 7 月份气候时, 模式初始场是已模拟了 1.5 个模式年后的 6 月 1 日的气候场, 积分了 61 天, 把 7 月 1 日到 7 月 31 日的平均场作为模拟所得的 7 月份气候场。模式模拟的全球地表气温、海平面气压和降水等都和实际观测资料作了比较, 模拟结果基本反应了实际状况。在敏感性试验中, GCM 从 5 月 1 日开始改变下边界条件, 同样把模拟所得的 7 月份平均场作为 7 月气候场。

3 区域气候模式系统

在前人工作的基础上^[7,8], 我们建立了一个模式区域主要为东亚地区, 包含青藏高原等大地形, 模式物理过程较为完善并引入了云量的反馈过程, 海气和陆地简单耦合且和 GCM 单向嵌套的区域气候模式。

3.1 模式系统概况

区域气候模式系统 (RCMS) 是一个地气和海气简单耦合的耦合模式系统^[9], 其中的大气模式是一个 $p-\sigma$ 混合坐标系原始方程模式, 共有 5 层。土壤和海洋混合层模式相类似。均有 2 层, 第 1 层较薄, 反映土壤温度和水份的日变化, 第 2 层较厚, 反映年变化^[10,11]。

模式区域为 $0\sim 60^{\circ}\text{N}$, $60\sim 165^{\circ}\text{E}$, 包括了对我国气候有显著影响的青藏高原大地形, 以及南亚季风和东亚季风发源地的印度洋北部和西太平洋部分海域, 水平格距为 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$, 模式区域地形分布跟实际情况接近, 最大地形高度近 5 000 m, 根据世界气候及土壤分类的有关资料, 我们把土壤分成 5 种类型, 见图 1。

模式中包含了各种绝热和非绝热物理过程, 除了地气和海气间的动量、水汽和热量交换外, 还包含干对流调整过程, 大气扩散过程, 大尺度和积云流尺度凝结过程, 以及辐射加热过程。其中辐射加热包含太阳短波辐射加热和大气长波辐射加热, 太阳辐射有日变化, 并考虑了大气中吸收气体如水汽、气溶胶、 CO_2 和 O_3 等的影响, 以及气候系统中很重要很活跃的因子—云的变化和反馈作用^[12]。

3.2 模式的初始化方法和嵌套过程

垂直插值首先根据 GCM 模拟结果中 7 个等压面的温度和位势高度资料, 可求得 6 个温度递减率 γ_i , 根据地形高度和各等压面的位势高度求得模式大气各个层次上的气压值, 进而求得各大气层的温度、位势高度及模式大气中的温度递减率, 并用静力方程重新订正。为避免温度、湿度分别独立插值可能出现的过饱和现象, 模式中用相对湿度的

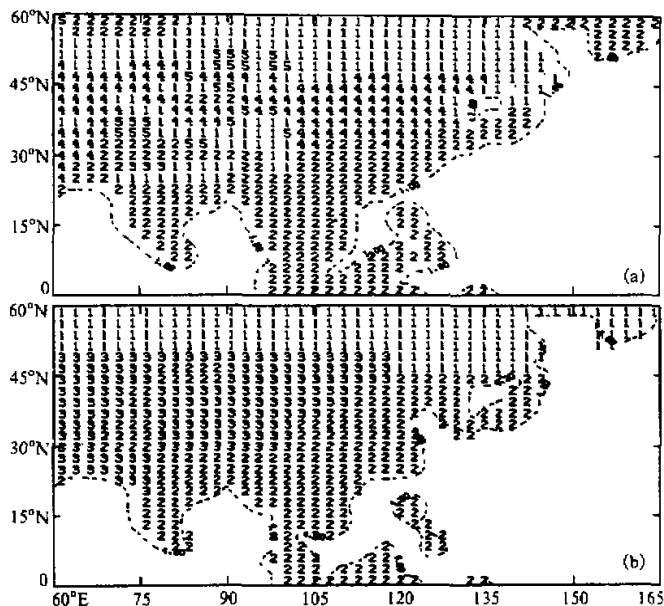


图1 冰期 (a) 和现代 (b) 模式区域海陆分布及下垫面类型

1: 干土地; 2: 森林带; 3: 沙漠; 4: 冻土或荒漠草原; 5: 冰川雪盖

垂直插值来代替比湿的垂直插值, 然后根据相对湿度和温度确定实际比湿。风场按和 $\ln P$ 的线性关系垂直插值。水平插值采用双线性插值。侧边界条件采用单向嵌套技术, 选用流动松弛方案。

在控制试验和敏感性试验中, GCM 都是积分至 6 月 1 日时, 开始和 RCMS 嵌套, 每 24 小时嵌套一次, GCM 和 RCMS 同时积分 61 天, 同样用后 31 天的平均结果代表模拟的 7 月份的气候状况。

4 数值试验

均以 7 月为例, 一共做了 4 个数值试验 (见表 1)。在 M1 试验中, RCMS 模式区域内各下垫面参数均取现代值, 初始场用 GCM 模拟现代气候时得到的 6 月 1 日的平均场, 仅改变 RCMS 的侧边界条件, 即由 GCM 根据冰期的地球表面状况^[13], 模拟的冰期全球大气环流场提供侧边界。在 M2 试验中, RCMS 模式区域内海陆分布、海温、植被类型及其他地表参数均取冰期分布但侧边界条件和控制试验一样由 GCM 模拟的现代气候状况提供。冰期试验区域内部下垫面条件和侧边界均取冰期值。

4.1 改变大尺度环流背景的敏感性试验 (M1-C00)

M1 试验模拟的各模式层位势高度值普遍下降, 其中 500 hPa 层平均位势高度下降了 10.6 位势什米, 下降幅度较大的区域在 30°N 以北地区, 且越往北下降越多。海平面

气压的变化情况较为复杂,从差值图(图 2a)上可以看到区域内大部分地区海平面气压值下降,特别是 50°N 以北纬度较高的地区下降幅度还比较大,但有些区域,如蒙古、阿富汗以及阿拉伯海、太平洋上个别地区海平面气压值却上升。整个模式区域平均

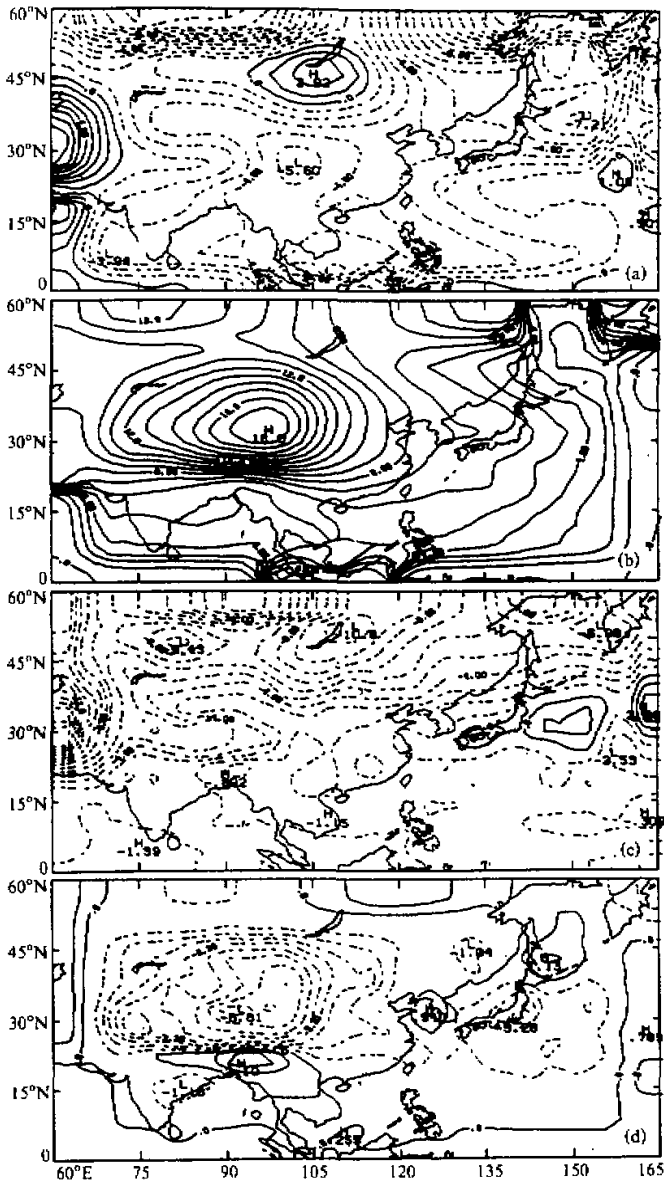


图 2 海平面气压差值图
(a) M1-C00; (b) M2-C00 和地表大气温度差值; (c) M1-C00; (d) M2-C00

海平面气压值下降了 3.12 hPa。

图 2c 是 M1 和 C00 模拟的地表大气温度差值图。从图上发现地表气温在大陆下降幅度较大,特别是模式的西侧和北侧边界地区,在海洋上下降较少,有些地方甚至出现正值区。区域统计结果表明模式区域内地表气温平均下降了 3.34°C,我国区域地表气温也是西部地区下降较多,而中部和东部地区分别只下降 2.15°C 和 2.84°C。各模式层大气温度下降幅度与地域分布也和地表大气温度下降趋势类似,只是越往高层大气温度下降越多。

降水差值分布图上显示出区域内大部分地区降水显著下降,热带和副热带海洋地区的下降幅度仍大于大陆地区,但在日本以东洋面和孟加拉湾北部地区却有两个降水增值区。区域平均降水量减少了 0.89 mm/d,而我国平均降水量减少 0.98 mm/d,比区域平均值还略多一些。从不同类型降水的模拟结果的分析来看,区域平均降水量减少主要是积云对流降水的贡献。

4.2 区域下垫面条件异常的敏感性试验 (M2-C00)

从模拟的 200 hPa 位势高度差值图上可见模式区域内位势高度基本是上升的,200、500 和 850 hPa 区域平均位势高度分别上升了 2.70、3.79 和 4.99 位势什米。海平面气压和位势高度场的变化相一致,从差值图(图 2b)上可以看到以青藏高原为中心区域内海平面气压普遍升高,特别在大陆地区上升较大。整个模式区域平均海平面气压值上升了 6.3 hPa,说明区域内改用冰期下垫面后导致了气温的下降并激发区域大气质量的流入。

图 2d 是模拟的地表大气温度差值图,由于区域内下垫面条件的变化,大陆地区冰雪覆盖面积增加,所以大陆大部分地区及日本群岛附近的海域表面气温下降,而在南亚群岛和渤海湾及库页岛东部地区地表气温上升,这是因为冰期海平面下降后这些地区裸露为陆地的缘故,另外在孟加拉国也有一正的温度差值中心。模式区域内平均地表气温下降了 0.73°C,我国区域地表气温下降幅度要大许多,高层自由大气温度基本都是下降的,且各层间下降幅度和区域分布差异较小。由于 M2 和控制试验 C00 的侧边界条件都是由 GCM 模拟的现代气候平均态提供,所以侧边界附近温度和位势高度基本没有变化。

模拟的降水差值分布图上则显示出区域内降水的差值分布较为复杂,在波斯湾、我国南海及西太平洋北部海域分别有一正的差值中心,赤道辐合带地区降水也是增加的。而在大陆,45°N 以北降水变化几乎为 0,在 30~45°N 和 15~25°N 则是两个降水减少带,所以就整个区域平均而言,降水量的变化并不大。

4.3 内外部因子对区域气候变化影响的比较

从敏感性试验的差值分布图上可以看到,冰期地球表面状况的变异引起的全球大气环流背景的变化及区域内部下垫面条件的变化都对冰期区域气候的变迁产生着不同程度的影响,表 2 显示了敏感性试验 M1、M2 和冰期试验与现代控制试验 C00 间模式区域平均和我国东部地区平均气候要素值的差异,可见采用冰期的环流背景和区域内下垫面条件后区域内降水量减少,地表和自由大气温度下降,且前者引起的降温幅度远大于后者。可见冰期全球大气环流背景的变化是形成冰期和现代区域温度和降水差异的主要原因。

敏感性试验和控制试验模拟的高度场间的均方根误差,反应了内外部因子改变引起的环流形势场的变化程度。从表 2 中看到在 500 hPa 高层, M1 和 C00 的均方差最大, M2 和 C00 的均方差最小, 即若仅改变大尺度背景场, 则形势场的变化最大, 但若大尺度背景场和局地下垫面条件同时改变 (均用冰期条件), 形势场的变化反而小些, 而若仅改变区域内下垫面条件, 形势场的变化则更小。另外从表中也可以看出内外部因子对区域气候的影响也随地域分布而变化。

表 2 大尺度环流背景变化 (M1-C00)、区域下垫面条件变化 (M2-C00) 及冰期 (冰期-现代) 引起的 RCMS 区域平均和我国东部平均气候要素的变化

	M1-C00		M2-C00		冰期-现代	
地表大气温度 / °C	-3.34	(-2.15)	-0.73	(-0.64)	-4.34	(-4.35)
海平面气压 / hPa	-3.12	(-3.43)	6.27	(7.60)	3.19	(4.74)
平均降水量 / (mm / d)	-0.89	(-1.07)	-0.30	(-1.64)	-1.06	(-1.67)
850 hPa 大气温度 / °C	-3.50		-0.68		-4.42	
500 hPa 大气温度 / °C	-4.70	(-4.51)	-0.93	(-2.95)	-5.64	(-7.40)
和控制试验间的均方差 (500 hPa 位势高度)	11.9		4.60		8.21	

* 括号内值为我国东部地区平均值

5 区域气候变化原因的机制探讨

5.1 大尺度大气环流影响区域气候的机制

首先分析冰期全球大尺度环流异常的特征, 从冰期和现代下垫面状况的对比中可知冰期和现代地球表面状况的差异主要表现在南极和北极大陆冰川和海冰的扩张。从极冰的热力学特性可知, 极冰的存在主要起着冷源即热汇作用, 当极冰扩张时, 极地周围原先的海水区则相对成为一个热汇区。图 3a 给出了冰期地表气温的响应。由图可见, 围绕南极大陆沿海低层空气温度分别存在 3 个明显的负温度差值中心, 这表明这里低层气温明显降低。北半球中高纬度地表气温也显著下降, 特别是在北美和欧亚大陆分别存在着负差值中心。同时中高层等压面高度显著降低, 南极极涡强度增强, 这是极冰扩张造成的局地效应。

分析 850 hPa、500 hPa (图 3b) 和 200 hPa 全球高度场的响应, 可见冰期局地下垫面条件异常的响应在北半球主要表现为定常波列型; 南半球中纬度则为纬向型波列状分布特征, 且纬向具有 3 波的特点, 3 个高值中心分别位于南非东侧的西南印度洋、澳洲西南部洋面和南太平洋中部, 和高纬极区高度场形成 3 对偶极子。高度场的这种响应特征在高低层位相相同。

图 4 给出了全球大气响应的高度场振幅在不同波数时随纬度变化特征。对纬向波数 $K=0$ 而言, 两极冰的扩张, 0 波振幅在极区和高纬减弱最大, 并且随纬降低减弱幅度下降。而 1、2 和 3 波在各个纬度振幅变化情况不一致, 70°S 和 20°S 附近减幅很小, 但总的来说, 极冰的扩张使得南北半球的超长波 ($K=1, 2, 3$) 均表现为减幅。

南北半球超长波的变异尤其是北半球欧亚波列和南半球中高纬纬向 3 波的减幅, 使

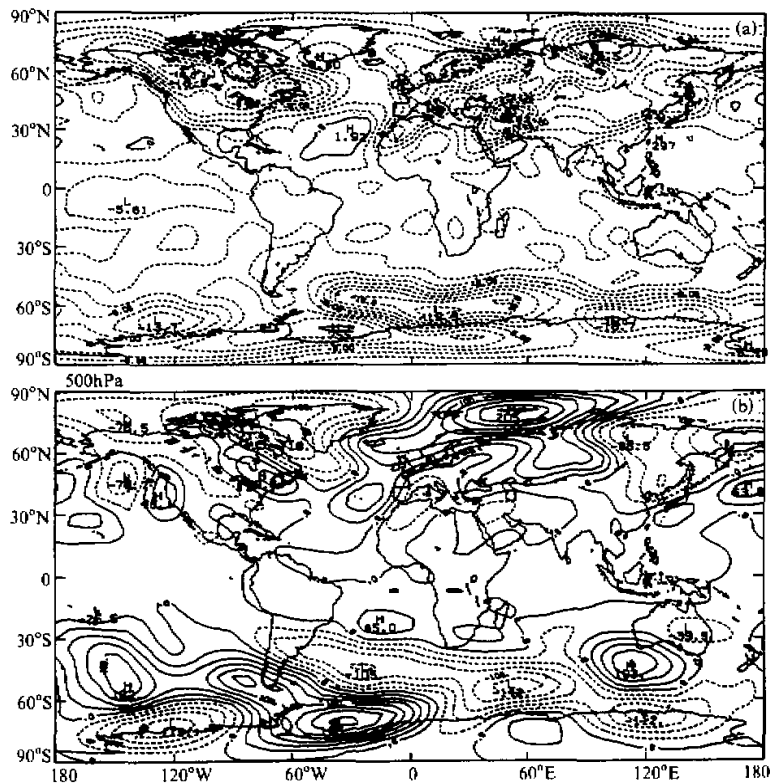


图3 冰期地表大气温度响应 (a) 和冰期全球高度场响应 (500 hPa, 已减去纬向平均差值场) (冰期-现代) (b)

得影响亚洲季风中的北半球和南半球成员都发生异常。在图 5 的 850 hPa 风场响应图上, 澳洲西侧气旋环流增强, 所以 45°E 和 75~120°E 附近的越赤道气流均减弱, 在 850 hPa 层整个亚洲大陆为一明显的反气旋性差值环流, 而高层 (200 hPa) 是气旋性差值环流, 这种形势有利于高层气流的辐合下沉和低层气流的辐散, 所以在冰期环流形势下东亚季风明显减弱, 季风降雨量也减少。

通过以上特征分析, 我们认为, 冰期南北半球较高纬度地区这样的一个热汇外强迫作用, 通过以下 3 个步骤引起东亚地区区域气候的异常响应:

(1) 局地效应。冰期极地和高纬地区大陆冰川和海冰扩张, 地表反照率增大, 以此影响辐射平衡和地气间的热量交换, 所以冰盖扩张作为大气的冷源强迫, 首先使得极地局地环流场产生异常 (如南极极涡增强)。

(2) 全球效应。从上面的特征分析可以看到, 南极和北极冰雪覆盖的变化引起全球和东亚地区大气环流和气候发生异常的作用过程可简单的归纳为: 下垫面冰雪扩张-局地响应-在中高纬度激发相当正压模 (外模) 产生-传播到低纬又激发热带大气斜压模

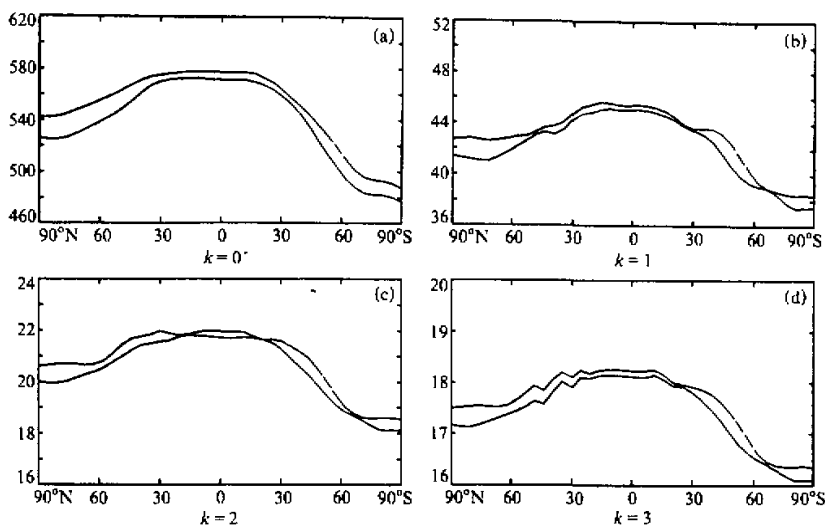


图4 全球 500 hPa 高度场振幅随纬度变化的特征

(1) $K=0$, (2) $K=1$, (3) $K=2$, (4) $K=3$

图中虚线(上面的)表示现代试验, 实线表示冰期试验

(内模)产生-低纬大气环流异常。

(3) 东亚区域气候异常。全球环流异常造成各个敏感区域环流形势和气候异常。在北半球, 欧亚型波列导致东南亚上空等压面高度出现显著下降, 南亚高压减弱, 同时东亚地区低层气温下降, 所以亚洲季风减弱; 在南半球, 由于南半球超长波的异常, 从图5可以看到低层 45°E (索马里急流) 和 110°E 附近的两支越赤道气流均减弱, 高层的东急流也减弱, 这也可以导致东南亚季风减弱。

比较杨修群^[14,15]等做的不同异常因子的敏感性试验的研究结果, 可以发现一个有意义的现象: 对于下垫面异常, 尽管外强迫的形式、强度及地理位置不同但南北半球温带大尺度大气环流在一些关键区的响应型却十分类似, 只不过振幅上有所差异。这可能意味着夏季大气响应对外强迫源的地理位置也不很敏感, 大气响应型(或遥相关型)可以认为是气候背景态的一种固有本征模态, 其空间上的地理位置分布和时间发展及维持主要取决于大气基本态的结构。由此看来, 大气内部动力学过程在决定大气环流或气候变异中起着重要作用, 而外强迫作用在大气或短期气候异常中究竟起着什么样的作用是值得深入讨论的。

5.2 区域下垫面条件变异影响区域气候变化的机制

比较冰期和现代不同的下边界条件, 可以发现模式区域内海陆分布及下垫面状况(包括大陆冰雪覆盖和植被类型)都发生了变化, 即海平面下降引起陆地面积增加(但范围不大), 冰雪覆盖区增多, 其范围主要集中在青藏高原周围及其北部高纬地区。随着地表反照率的增大, 地面吸收的太阳辐射量减少, 土壤模式中由热平衡方程计算出的土壤或植被表面温度下降, 使得地面向近地层大气的感热输送减弱, 边界层大气的总非

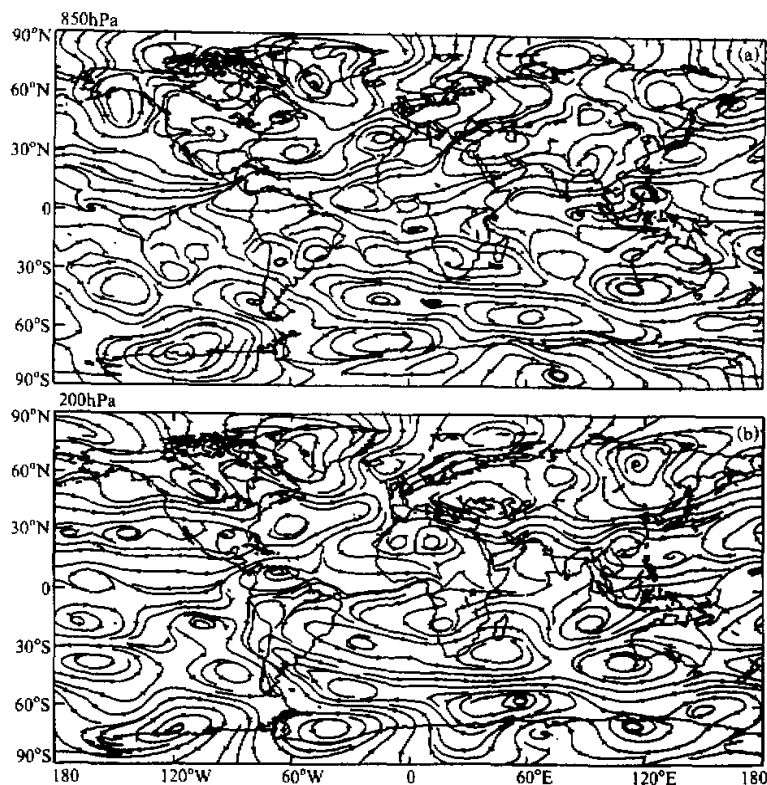


图5 冰期 850 hPa (a) 和 200 hPa (b) 风场响应 (冰期-现代)

绝热加热率由于感热加热率的减小而下降, 见图 6。和图 2d 比较, 可以看到地表大气降温区和地面降温区、大气非绝热冷却区对应关系较好。

低层大气的降温可以直接由地气间的感热交换的变化引起。通过降水、地表气温及 700 hPa 大气温度差值图间的比较, 发现高层大气的降温则主要是和大气中的凝结潜热有关。对流层中大气的降温中心和雨量减少区相一致。分析模式模拟的大尺度降水量和积云对流降水量的变化可以发现, 凝结潜热主要由积云对流活动产生。

从地面和大气加热率的计算可知, 下垫面条件的变化通过改变地气间的热量交换来改变大气的加热率或冷却率, 从而改变大气层的温度, 改变大气的垂直和水平运动状态。进而改变了水汽通量, 以致引起降水分布状况的改变。

6 结论

以上我们用嵌套的区域气候模式模拟了 18 000 年前末次冰期时东亚的区域气候状况。并且通过数值试验和机制分析, 发现大尺度强迫和局地中尺度强迫通过不同的物理过程对区域气候的变化产生影响。对于大尺度强迫, 如冰期南北极下垫面条件异常, 其

- 8 Qian Yongfu, 1985, A five-layer primitive equation model with topography, *Plateau Meteorology*, **4**, 1~28.
- 9 钱云、钱永甫、张耀存, 1997, 模拟区域气候变化的模式系统的建立及其性能检验, *南京大学学报*, **33**(3), 426~435.
- 10 钱永甫, 1988, 地表热平衡温度的一种计算方法, *气象科学*, **4**, 14~27.
- 11 Qian Yongfu, 1992, Numerical simulations of the western Pacific on the summer monsoon climate, *Climate Variability. Proceedings of IWCV, Beijing*, 282~293.
- 12 钱云、钱永甫, 1994, 区域气候模式中云量参数化方案的研究, *热带气象学报*, **10**, 341~348.
- 13 CLIMAP Project Members, 1976, The surface of the ice age earth, *Science*, **191**, 1131~1137.
- 14 Yang Xiuqun and Huang Shisong, 1992, Numerical simulation of summer atmospheric response to the anomalies of the central-eastern equatorial Pacific SST and Arctic sea ice cover, *Acta Ocean. Sinica*, **11**(3), 75~85.
- 15 杨修群、黄士松, 1993, 外强迫引起的夏季大气环流异常及其机制探讨, *大气科学*, **17**, 697~702.

Study on Scenarios and Mechanism of the Regional Climate Change of East Asia in the Last Ice-Age

Qian Yun

(*START, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Qian Yongfu and Zhang Yaocun

(*Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093*)

Abstract The scenarios and the mechanism of the regional climate change over East Asia in the last ice-age, which are affected by the large-scale circulation background and local mesoscale forcings, are discussed by dynamic analysis and numerical simulations using a regional climate model and a general circulation model (GCM). The comparison between the simulated and the "observed" shows that results simulated by regional model indicate more details and are closer to the evidences of geological data than that simulated by GCM. The effects of the large-scale forcing on the regional climate changes are mainly through the propagation of the stationary wave trains and the teleconnection, while the mesoscale forcing in the domain, mainly through the local thermal and dynamic processes of inside atmosphere. In the climate system, changes of one of the independent factors may touch off a positive or negative feedback process and influence the varied degrees of other climate variables.

Key words last ice-age regional climate general circulation background local mesoscale forcing