

中国 21kaBP 气候模拟的初步试验

陈 星¹ 于 革² 刘 健²

(1: 南京大学大气科学系, 210093, 南京 210093;

2: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提 要 本文使用含有陆面过程的 9 层大气环流谱模式 (AGCM + SSiB), 在地球轨道参数和下垫面边界条件驱动下, 对 21kaBP 的气候进行模拟试验. 结果表明, 21kaBP 时中国东部干旱, 西部和青藏高原湿润, 全国普遍降温. 该模拟结果基本捕捉了由古湖泊资料和孢粉资料重建的气候特征. 对模式输出的大气环流场和降水场的分析揭示出, 21kaBP 东亚夏季风环流明显减弱, 而青藏高原夏季风环流增强; 冬季风环流较现在略有增强. 该模拟结果的意义在于: (1) 率先用具有物理机制的数值化模型再现了末次盛冰期中国的气候状况, 结果与地质资料基本一致; (2) 从动力机制的角度解释了 21kaBP 气候与现代气候存在巨大差别的原因在于辐射变化、冰流变化和下垫面植被变化的影响.

关键词 21kaBP 气候模拟 青藏高原 季风

分类号 P532

末次盛冰期 (21kaBP) 是目前国际上古气候研究的热点之一. 近年来大量的古气候资料和模拟研究均表明, 由于北半球第四纪冰流, 地球轨道参数变化, CO₂ 浓度和海温等因素的影响, 21kaBP 全球气候与现代有着极大的差异. 特别是我国第四纪研究的成果揭示出中国 21kaBP 的气候有着与现代截然不同的类型, 在全球独具特色^[1-18]. 古气候资料证实, 21kaBP 中国东西部的干湿气候状况与现代截然相反, 降温幅度也较大. 但这种气候形成的机制和大气环流背景仍不清楚. 虽然国内外已有大量 21kaBP 的气候模拟结果^[19-24], 能较好反映出中国气候特征的尚未见及, 尤其是对于这种气候变化的机制更缺乏较全面的解释.

本文在对大量古气候资料研究分析的基础上, 利用全球大气环流模式 (AGCM) 及其所包含的陆面过程 (SSiB), 加入 21kaBP 时的太阳辐射参数和边界强迫条件对这一时期气候状况进行了模拟试验. 通过模拟结果与古气候代用资料重建的气候对比以及环流特征的分析, 探讨了中国 21kaBP 气候特征的形成机制和主要影响因子.

1 气候模式和强迫条件

1.1 气候模式

本文的模拟采用了含陆面过程的大气环流模式 (AGCM + SSiB)^[25-27]. 其中 AGCM 是改进的 9 层 15 波谱模式, 水平分辨率相当于 7.5° (经度) × 4.5° (纬度). 该模式显示出较好的气候模拟能力. SSiB 是简化的陆地植被模式^[28-31]. 该模型将陆地下垫面分为一层植被和三层土

• 中国科学院 1998 年“百人计划”(南京地理与湖泊研究所“古湖泊与古气候模拟”课题)资助.
收稿日期: 1999-12-17; 收到修改稿日期: 2000-02-17. 陈星, 男, 1957 年生, 副教授.

壤,其中植被类型分为 11 种.由 SSiB 输出的物理量与 AGCM 耦合.

1.2 强迫条件

模式运行的强迫条件分为两类,一类是影响太阳辐射的地球轨道参数(近日点,离心率和黄赤交角),一类是下垫面状况.在本模拟中,控制试验的强迫条件取现代气候值,包括地球轨道参数,CO₂ 含量、海表面温度(SST)、植被类型和冰雪覆盖等.21kaBP 的试验条件的主要变化反映在如下几个方面:(1)21kaBP 的地球轨道参数按国际通用的 Berger^[32]的结果,(2)分布在北半球的两大第四纪冰流^[33],(3)根据 CLIMAP 预置的海洋表面温度^[34],(4)根据南北极冰芯恢复的仅为现代 60%的大气 CO₂ 浓度(200 mg · kg⁻¹)^[35],(5)由本文作者根据地质资料恢复的东亚植被类型分布.模拟试验的强迫条件及参数描述如表 1 所示.

表 1 模拟试验的地球轨道参数和边界条件

Tab. 1 The earth orbital parameters and boundary conditions for simulation experiments

| 试验参数 | 轨道参数 | | | 边界条件 |
|-----------|--------|--------|--------|----------------------------------------------------------------|
| | 离心率 | 近日点 | 黄赤交角 | |
| 0kaBP(现代) | 0.0167 | 282.04 | 23.446 | CO ₂ :2880 mg · kg ⁻¹ ,观测的 SST,冰雪覆盖,植被 |
| 21kaBP | 0.0187 | 294.42 | 22.949 | CO ₂ :200 mg · kg ⁻¹ ,预置的 SST,冰流,恢复的东亚植被 |

1.3 模式的验证

对于该模式的气候模拟能力通过控制试验与实际观测气候资料(NCEP/NCAR 资料)的对比进行了验证.控制试验(0kaBP)共积分 11 年,取后 10 年平均反映气候平衡态.控制试验的海平面气压场,温度场,500hPa 高度场和降水与 NCEP/NCAR 资料得出的结果吻合得较好,尤其是海平面气压场,温度场和 500hPa 场较好地描述了现代气候特征.降水的主要分布特征与实际较符,但在部分地区降水量值与 NCEP/NCAR 资料有一定差距.总体上看,该模式的气候模式能力较好,尤其是中国地区较理想.

2 21kaBP 模拟结果的分析讨论

21kaBP 模拟试验使用 21kaBP 强迫条件,同样进行了 11 年的积分,取后 10 年的平均值代表 21kaBP 时的平均气候状态.温度、降水和有效降水采用后 10 年平均值.作图采用 9 个网格点空间滑动平均,以有利于观察区域分布类型,去掉“噪音”.

2.1 21kaBP 模拟气候特征及其与 0kaBP 的比较

模拟的 21kaBP 中国温度、降水和有效降水($P-E$)的年平均分布表明(图 1),中国的年降水相对高值区位于青藏高原地区.而中国的东部和东南部的降水明显减少.地面气温的分布从海南岛到中国东北地区,年平均温度在 20℃至-10℃之间,青藏高原的年平均气温要低于-10℃,与中国东北北部均为最冷的区域.反映气候干湿状况的综合指标有效降水($P-E$)的分布特征为青藏高原中、南部为相对高值区.而中国东部地区该值明显低于青藏高原.上述三个要素反映出中国 21kaBP 的主要气候特征是青藏高原湿冷,而东部地区比青藏高原干燥,但年平均温度要高于高原地区.

这种气候特征与现代气候差异的空间分布如图 2 所示.从 21kaBP-0kaBP 年平均温度差异分布看,中国地区普遍是负值,即普遍降温,降温幅度在 1-10℃之间,但局部地区模拟的降

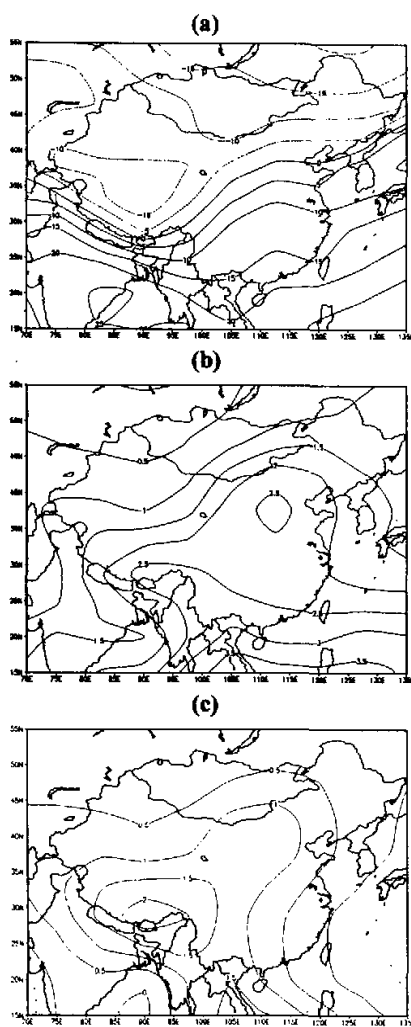


图 1 模拟的 21kaBP 平均温度、降水和有效降水
 (a)年均温度 $T/^\circ\text{C}$; (b)年均降水 $P/\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$; (c)年均有效降水 $(P-E)/\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
 Fig. 1 Simulated differences of annual mean temperature, precipitation and effective precipitation at 21kaBP
 (a)Annual mean temperature/ $^\circ\text{C}$; (b)Annual mean precipitation/ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$;
 (c)Annual mean effective precipitation $(P-E)/\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

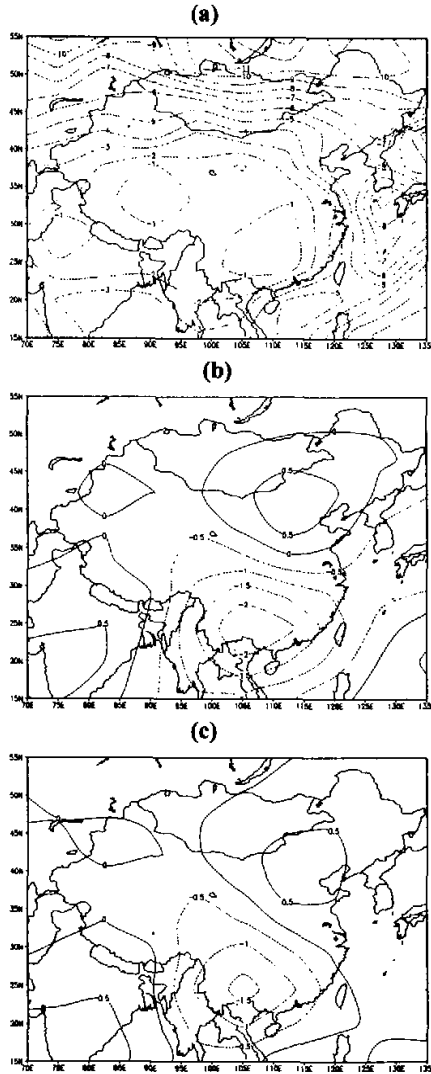


图 2 模拟的(21kaBP—0kaBP)平均温度、降水和有效降水
 (a)年均温度 $T/^\circ\text{C}$; (b)年均降水 $P/\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$; (c)年均有效降水 $(P-E)/\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
 Fig. 1 Simulated differences of annual mean temperature, precipitation and effective precipitation between 21kaBP and 0kaBP
 (a)Annual mean temperature/ $^\circ\text{C}$; (b)Annual mean precipitation/ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$;
 (c)Annual mean effective precipitation $(P-E)/\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

温幅度偏小. 青藏高原冬季降温更为明显, 夏季降温幅度较冬季小. 这表明, 高原地区在夏半年的温度仍较温暖, 整个高原地区并未完全处于永冻状态. 从 21kaBP—0kaBP 年降水差值看(图 2), 青藏高原、西北新疆、华北及东北地区为正值区, 而目前降水较丰沛的西南地区、东部及中部地区则为负值区, 尤其是在长江中上游地区降水减少达 $2\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 以上. 可见, 这些地区在 21kaBP 时为降水短缺区. 21kaBP—0kaBP 的年有效降水($P-E$)的分布与降水分布特征类似.

上述模拟结果的综合分析表明, 21kaBP 中国气候普遍较现今寒冷, 干湿状况分布与现在空间类型相反, 即中国西北、青藏高原较东部地区湿润, 呈西湿东干的空间分布格局.

2.2 21kaBP 气候模拟结果与古气候资料的对比

大量的古气候证据在相当大的程度上证实了上述 21kaBP 气候的模拟结果. 图 3(a, b, c, d)是分别由古湖泊资料和孢粉资料重建的中国地区 0kaBP 和 21kaBP 的湖泊和植被分布. 这些分布特征间接地反映了当时的温度和湿度等气候特征.

从图 3(a)和图 3(b)可以看出, 现在中国的西部和华北、东北地区湖泊均为低水位, 而东、南部为高水位, 大致呈东南湿, 西北干的空间分布型, 这与中国现在降水分布特征是基本一致的. 而 21kaBP 的资料则显示, 当时的中国西北地区和青藏高原湖泊为高水位, 而青藏高原以东地区为低水位, 呈西湿, 东干的空间分布型. 东北地区无高水位特征, 但其寒冷湿润气候可从图 3(c)和图 3(d)的植被分布反映出来. 现代的植被分布特征是东部为喜温湿的植被类型, 而华北和西北地区以草原和荒漠植被为主, 青藏高原为高寒草原与苔原. 21kaBP 时, 中国东部除南部沿海地区外, 大部分地区变成了草原和荒漠植被, 表现出干燥寒冷气候特征, 而西北、青藏高原和东北地区仍有喜湿植物及湿地分布, 表现出湿润寒冷气候特征, 这与图 1 所给出的降水和有效降水的空间分布基本吻合. 本文模拟出的降水分布特征与古湖泊和花粉资料所反映出的信息亦基本吻合, 特别是青藏高原在 LGM 时的冰川面积是现代的 7.5 倍、冰量是现代的 21.3 倍、多年冻土面积比现代增加 40%^[36], 这不仅反映了盛冰期时温度大幅度下降, 而且冰川面积和体积的巨大增加反映了当时有着一定的大气降水来源; 多年冻土大范围向北扩大, 现代为干草原/沙漠地区的柴达木盆地也发育了多年冻土, 反映了地面相对湿度的增加.

2.3 21kaBP 中国气候特征形成的机制分析

根据现代气候形成理论, 在太阳辐射和边界强迫条件一定的情况下, 气候的特征完全决定于全球大气环流系统的演变和区域环流系统特征. 从本文得到的 21kaBP 全球及中国地区的大气环流基本要素场与现代气候要素场的对比分析, 可以对中国 21kaBP 气候的形成体制做一初步解释.

图 4(a, b)是模拟的夏季和冬季 12ka 海平面气压场与 0kaBP 海平面气压场的差值. 可以看出, 夏季 21kaBP 海洋上气压(西太平洋地区)要低于 0kaBP, 均为负值. 而陆地上的气压除中国中西部地区有负值外, 其它地区均是正值, 这表明夏季控制中国大陆的低压系统在 21kaBP 要较现代的弱, 而海洋上的高压系统也较现在的弱, 海陆气压差明显要较现在的小, 因此夏季风大大减弱, 从而使得我国东部地区的降水减少, 呈干旱气候特征. 冬季的海平面气压差的特征是中国大陆地区均为正值, 表明冬季冷高压系统增强, 气候更加寒冷, 同时, 西太平洋地区气压差值也为正值, 说明海洋的低压系统减弱, 即气压增高, 但太平洋北部阿留申低压系统进一步降低, 指示阿留申冷低压加强. 这样, 中国大陆地区及附近沿海冷空气更为强盛, 冬季风有所增强, 气温寒冷而降水减少.

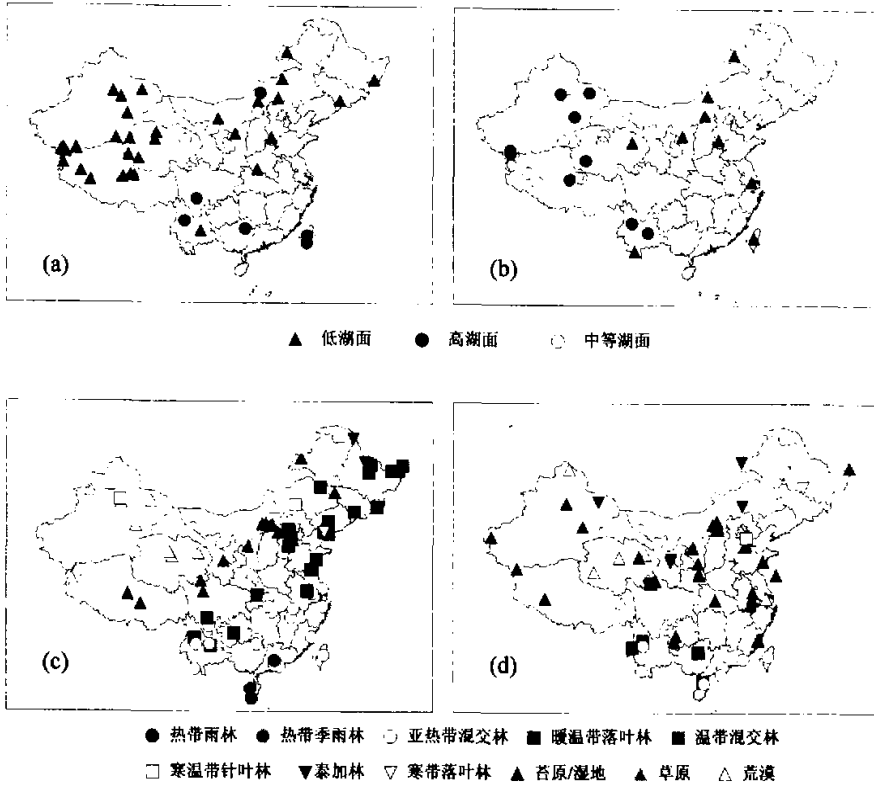


图 3 21kaBP 和 0kaBP 湖泊及孢粉数据图

(a)0kaBP 湖泊资料;(b)21kaBP 湖泊资料;(c)0kaBP 孢粉资料;(d)21kaBP 孢粉资料

Fig. 3 Lake and pollen based reconstructions at 21kaBP and 0kaBP

(a)Lake data at 0kaBP;(b)Lake data at 21kaBP;(c)Pollen data at 0kaBP;(d)Pollen data at 21kaBP

图 5(a,b,c,d)分别为 21kaBP 和 0kaBP 夏季的 700hPa 高度的流线图。从夏季的流线图对比可以看出,0kaBP(图 5(a))的西北太平洋的反气旋性环流系统主体位于洋面上,中国东部大陆由来自孟加拉湾后转向北的南海暖湿气流控制,并在青藏高原东侧有一辐合中心,从而形成中国东部夏季降水的主要水汽来源。而西北地区新疆北部为反气旋性环流系统控制,以少雨天气为主。21kaBP 夏季流线的特征与 0kaBP 的不同之处在于,青藏高原南侧中南半岛出现一气旋性辐合中心,此辐合中心的北支气流继续向西北在长江上游地区向北至河套以西后转向西南进入青藏高原并形成一强辐合中心。这种自南至北的两个辐合中心,使得来自印度洋、孟加拉湾和中国南海的大量水汽在青藏高原地区辐合形成降水,使这一地区出现较湿润的气候。而与此同时,西北太平洋反气旋性气流控制,因而易形成干燥气候。另外,在此反气旋性环流系统的西北边缘,其北上的气流与西风带的西北气流相会合,易在东北及华北地区北部形成

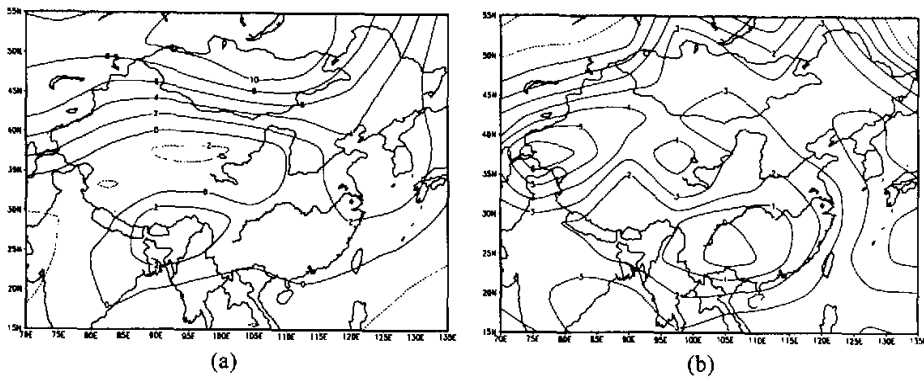


图4 21kaBP与0kaBP冬、夏海平面气压差(hPa)

(a)夏季(21kaBP-0kaBP);(b)冬季(21kaBP-0kaBP)

Fig. 4 Winter and summer differences of sea level pressure(hPa) at 21kaBP from 0kaBP

(a)Summer (21kaBP-0kaBP);(b)Winter (21kaBP-0kaBP)

降水. 这种流线分布决定的降水区域与模拟得出的实际降水区域是一致的.

从中国东部地区的降水形成的主要大气环流系统及东亚季风的比较可以发现, 21kaBP 和 0kaBP 东部地区和青藏高原的季风强度有明显的变化. 根据东亚季风环流形成的海陆差异, 青藏高原大地形和行星风系的移动三个主要方面, 本文采用有关指标分析了 21kaBP 和 0kaBP 季风强度演变. 这里作者定义两个气压差值作为反映海陆和青藏高原对东亚季风和高原季风影响的定量指标. 取东亚大陆 $80^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 、 $20^{\circ}-50^{\circ}\text{N}$ 的平均海平面气压代表陆地的气压, $120^{\circ}-170^{\circ}\text{E}$ 、 $20^{\circ}-50^{\circ}\text{N}$ 之西北太平洋区域的平均海平面气压作为洋面的气压指标, 这两者的差值越大, 表明海陆差异引起的季风越强. 类似地, 以青藏高原地区 $27^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ 、 $80^{\circ}-100^{\circ}\text{E}$ 的平均海平面气压代表青藏高原的气压场, 以其周围的陆地海平面气压的平均值代表周边地区的气压, 两者的差异越大, 说明青藏高原地形作用对高原季风强度的作用越明显. 按上述定义, 分别对冬季和夏季的气压场进行了计算, 得出气压指标. 如果 21kaBP 与 0kaBP 气压差值很大, 说明两个时期的季风强度有明显变化; 反之, 则表明无明显变化. 结果如表 2 所示, 冬季 21kaBP 和 0kaBP 的季风指标无论是海陆作用还是高原作用, 两者差异均较小, 即 21kaBP 的冬季风因海陆差异而略有增强, 而高原季风略有减弱, 其综合结果是 21kaBP 的冬季风较现在稍强. 夏季的变化较大, 因海陆差异的减小, 夏季风在 21kaBP 明显减弱, 其差值达 -3.42hPa , 这表明我国东部地区 21kaBP 夏季风环流比现在弱. 但 21kaBP 高原季风较现在强盛, 其差值达 2.57hPa , 高原夏季风的增强对于该地区的气候湿润有重要作用. 另外, 从行星风系的季节移动所引起的地面风场的变化可以看出(图 6(a,b)), 我国东南地区冬夏风向变化不明显, 而华北、东北地区的行星风向季节变化较显著, 这也说明我国东部现在较为湿润的地区在 21kaBP 时无明显的季风环流, 主要受单一气流控制, 使降水减少.

21kaBP 青藏高原降水季节变化的主要特征是, 夏季降水量占全年的 45%, 冬季约占 17%, 春、秋季分别为 21% 和 17%. 现在的降水季节变化为, 夏季占 37%, 冬季占 18%, 春、秋

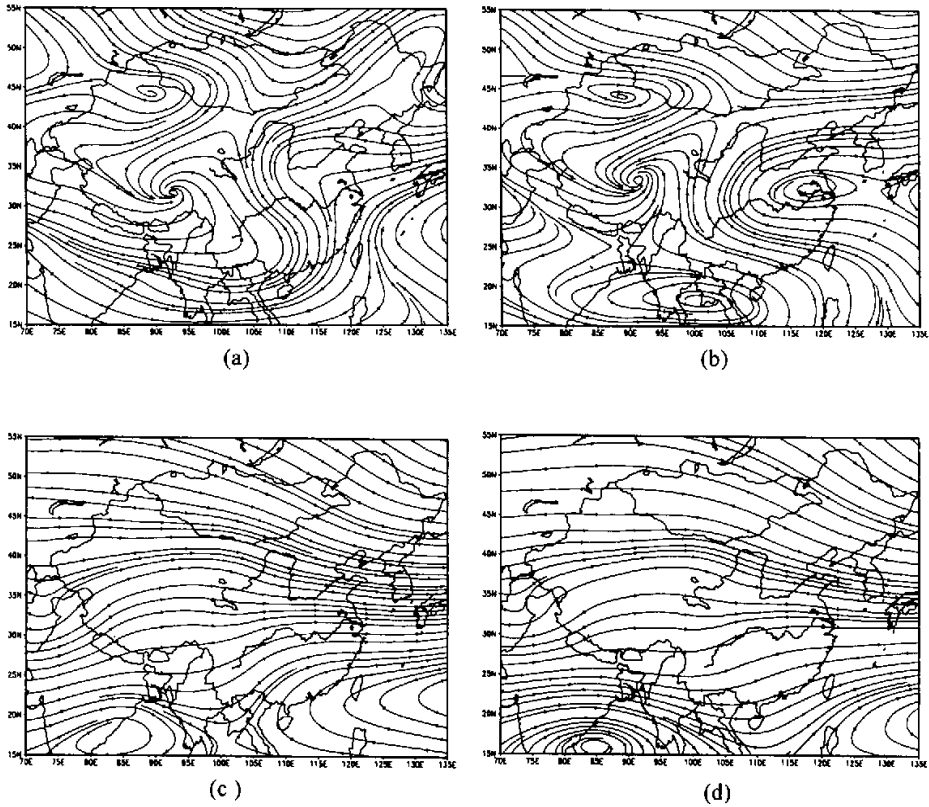


图 5 模拟的 21kaBP 和 0kaBP 冬、夏 700hPa 流线图

(a)0kaBP 夏季;(b)21kaBP 夏季;(c)0kaBP 冬季;(d)21kaBP 冬季

Fig. 5 Simulated winter and summer 700hPa streamline at 21kaBP and 0kaBP
(a)Summer, 0kaBP;(b)Summer, 21kaBP;(c)Winter, 0kaBP;(d)Winter, 21kaBP

季分别为 22%和 23%。可见,21kaBP 时高原夏季风增强降水要比现代明显,而其他季节降水的贡献较现在小。

表 2 东亚地区季风强度变化的气压指标

单位: hPa

Tab. 2 Pressure index indicating change of monsoon intensity in eastern Asia

| | 冬季 | | | 夏季 | | |
|-------|--------|-------|--------------|--------|-------|--------------|
| | 21kaBP | 0kaBP | 21kaBP-0kaBP | 21kaBP | 0kaBP | 21kaBP-0kaBP |
| 海陆气压差 | 8.20 | 7.59 | 0.61 | 11.46 | 14.88 | -3.42 |
| 高原气压差 | 9.34 | 9.38 | -0.04 | 12.95 | 10.38 | 2.57 |

但从模拟的降水分布看,华北北部地区 21kaBP 有一降水相对高值区,而目前地质资料尚无这一地区在 21kaBP 为湿润气候的证据,其原因还有待进一步探索。

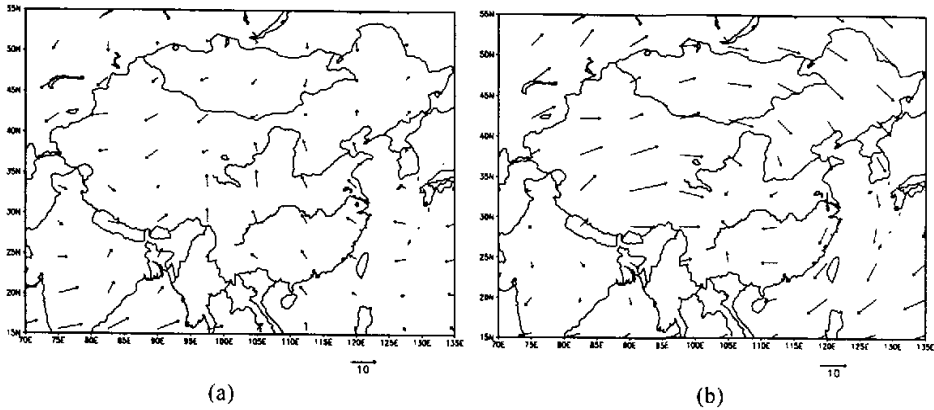


图6 模拟的21kaBP冬、夏1000hPa风场((a)夏季;(b)冬季)

Fig. 6 Simulated winter and summer 1000hPa wind fields at 21kaBP((a)Summer;(b)Winter)

3 结论

根据模拟结果和资料的对比分析,可以得出下述初步结论:

(1) 采用 PMIP 的 21kaBP 边界条件和改变的植被类型, AGCM + SSiB 模式的模拟结果给出了中国地区与现在完全不同的气候状况,即东部干燥而西部及青藏高原较湿润;

(2) 中国青藏高原及其周围大陆地区有明显的降温,幅度在 1—10℃ 之间;

(3) 模式输出结果与古湖泊和孢粉资料重建得出的结果相当吻合;

(4) 21kaBP 中国气候特征的形成与季风环流特征的变化有密切的关系,即海陆差异的减小使得 21kaBP 中国东部地区的夏季减弱,而冬季风略有增强. 青藏高原与周围地区的差异在冬季对高原冬季风无明显影响,但在夏季加强了高原夏季风,这也是高原及周围地区 21kaBP 气候较为湿润的一个重要原因,上述特征在行星风系的季节变化和降水的季节分配中也得到了反映;

(5) 使用包含物理机制的数学模型再现末次盛冰期中国的气候状况,并与地质资料记录基本一致,从而能够用动力机制解释 21kaBP 气候与现代有着巨大变化的原因. 但模拟 21kaBP 降水和温度值在局部地区与目前由古地质资料所推测值有较大差异,其原因有待于进一步探讨;同时作者将进一步进行模型试验、诊断分析和模拟与数据对比等方面的工作,以不断加深和完善对古气候变化过程和机制的认识.

致谢 本研究得到施雅风院士、王苏民研究员和钱永甫教授的有益建议,得到张琼、邵慧和任雪娟博士在作图程序方面的帮助,在此深表感谢.

参 考 文 献

- 1 施雅风,刘晓东,李炳元等. 距今 40—30kaBP 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期的关系. 科学通报, 1999, 44: 1475—1480

- 2 施雅风,孔昭宸,王苏民等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 中国全新世大暖期气候与环境,施雅风,孔昭宸主编,北京:海洋出版社,1992. 1-18
- 3 施雅风,李吉均,李炳元. 青藏高原晚新生代隆各项与环境变化. 广州:广东科技出版社,1998. 1-14
- 4 Shi Y F, Kong Z Z, Wang S M, *et al.* Mid-Holocene climates and environments in China. *Global and Planetary Change*, 1993, 7:219-233
- 5 Harrison S P, Yu G, Tarasov P. Late Quaternary lake-level records from northern Eurasia. *Quaternary Research*, 1996, 45: 138-159
- 6 陈克造, Bolwer J M, Kelts K. 四万年来青藏高原的气候变迁. 第四纪研究, 1990, (1): 21-30
- 7 Qin B, Yu G. Implications of lake level fluctuations at 6ka and 18ka in mainland Asia. *Global and Planetary Change*, 1998, 18: 59-72
- 8 李元芳,张青松,李炳元. 青藏高原西部地区晚更新世晚期以来的介形类与环境演变. 见:中国青藏高原研究会主编. 青藏高原与全球变化研讨会论文集. 北京:气象出版社,1995. 52-61
- 9 李元芳,张青松,李炳元等. 西藏班公错地区晚更新世晚期介形类及其古地理意义. 微体古生物学报, 1991, 8(1): 57-64
- 10 李世杰,区荣康,朱照宇等. 24 万年来西昆仑甜水海湖岩芯碳酸盐含量变化与气候环境演化. 湖泊科学, 1998, 10(2): 58-65
- 11 李栓科. 中昆仑山区封闭湖泊湖面波动及其气候意义. 湖泊科学, 1992, 4(1): 19-30
- 12 韩淑堤,吴乃琦,李志中. 晚更新世北疆内陆型气候环境变迁. 地理研究, 1993, 12(2): 47-54
- 13 郑绵平,刘俊英,齐 文. 40 万年以来青藏高原古气候演化—盐湖沉积证据. 见:郑绵平主编. 盐湖资源环境与全球变化. 北京:地质出版社,1996. 6-19
- 14 闫 顺,穆柱金,许英勤,赵振宏. 新疆罗布泊地区第四纪环境演变. 地理学报, 1998, 53(4): 332-340
- 15 王苏民,施雅风. 晚第四纪青海湖演变研究析视与讨论. 湖泊科学, 1992, 4(3): 1-9
- 16 唐领余. 云南勐海地区四万年以来植被史与气候. 微体古生物学报, 1992, 9(2): 433-455
- 17 谢传礼, 翦知缙, 赵泉鸿等. 末次盛冰期中国海古地理轮廓及其气候效应. 第四纪研究, 1996, (1): 1-10
- 18 Liew P M, Kuo C M, Huang S Y, *et al.* Vegetation change and terrestrial carbon storage in eastern Asia during the Last Glacial Maximum as indicated by a new pollen record from central Taiwan. *Global and Planetary Change*, 1998, 16-17: 85-95
- 19 Kutzbach J, Gallimore R, Harrison S P, *et al.* Climate and biome simulation for the past 24,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 1998, 17: 473-506
- 20 Dong B W, Valdes P, Hall N M J. The changes of monsoonal climates due to earth's orbital perturbations and ice age boundary conditions. *Palaeclimates*, 1996, 1: 203-240
- 21 Qin B, Harrison S P, Kutzbach J E. Evolution of modeled regional water balance using lake status data: A comparison of 6ka simulations with the NCAR CCM. *Quaternary Science Reviews*, 1998, 17: 535-548
- 22 Slingo J M M, Blackburn A, Betts A, *et al.* Mean climate and transience in the tropics of UGAMP GCM; Sensitivity to convective parameterization. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, 1994, 120: 881-922
- 23 Simmonds I. Analysis of the "spinning" of a global circulation model. *J Geoph Res*, 1985, 90: 5637-5660
- 24 COHMAP Members. Climatic changes of the last 18,000 years, observations and model simulations. *Science*, 1988, 241: 1043-1052
- 25 Liu H, Wu G X. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon; a study with an AGCM plus SSiB. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1997, 14(3): 290-308
- 26 Wu G X, Liu H, Zhao Y C, *et al.* A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1996, 13(1): 1-17
- 27 McAvaney B J, Bourke W, Puri K. A global spectral model for simulation of general circulation. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 1557-1583
- 28 Xue Y, Sellers P J, Kinter J L, *et al.* A simplified biosphere model for global climate studies. *J Climate*, 1991, 4: 345-364

- 29 Prentice I C, Cramer W, Harrison S P, *et al.* A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *Journal of Biogeography*, 1992, **19**:117-134
- 30 Sato N P, Sellers P J, Randal D A, *et al.* Effects of implementing the simple biosphere model in a general circulation model. *J Atmos Sci*, 1989, **46**:2757-2782
- 31 Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, *et al.* A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci*, 1986, **43**:505-531
- 32 Berger A L. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 1988, **26**:624-657
- 33 Pelrier W R. Ice age paleotopography. *Science*, 1994, **265**:195-201
- 34 CLIMAP Project Members. Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last Glacial Maximum. Geological Society of America Map Chart Series, 1981. 36
- 35 Joussaume S, Taylor K E. Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). In: Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference (Monterey, California, USA, 15-19 May 1995). *WCRP Report*, 1995, **92**:425-430
- 36 施雅风, 郑本兴, 姚檀栋. 青藏高原末次冰期最盛时期的冰川与环境. *冰川冻土*, 1997, **19**(2):97-113

A Preliminary Simulation of Climate at 21kaBP in China

CHEN Xing¹ YU Ge² LIU Jian²

(1, *Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China;*

2, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

Abstract

In this paper, we report a simulation of climate at 21kaBP using AGCM + SSiB with forcing boundary conditions and orbital forcing insolation anomalies. The results show that there were significant decreases in temperature in large scale. The climate at 21kaBP was cold and dry in eastern China and cold and wet in Tibetan Plateau. This simulation catches the basic climate features reconstructed from palaeo-lake data and pollen data, and predicts the climate of China at 21ka B. P. The atmospheric circulation and precipitation by model experiments reveal that summer monsoon circulation at 21kaBP in eastern Asia was weakened significantly but the Tibetan Plateau summer circulation system was strengthened. The winter monsoon at 21kaBP was little stronger than today.

The simulation is able to sever: (1) It is first time to use a AGCM with physical processes and mechanism to simulate last maximum glacial climate in China and that is consistent with geological evidence basically. (2) The cause of climate significant changes between 21kaBP and present could be understood in dynamical mechanisms, such as changes of solar radiation, ice sheet, surface conditions and feedback interactions among these factors.

Key Words 21kaBP, climate simulation, Tibetan Plateau, monsoon