

全新世中期和末次冰盛期中国季风区面积和季风降水变化

田芝平^{①③}, 姜大膀^{①②③*}

① 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029;

② 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101;

③ 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

* 联系人, E-mail: jiangdb@mail.iap.ac.cn

2014-07-11 收稿, 2014-09-26 接受, 2015-01-04 网络版发表

中国科学院战略性先导科技专项(XDA05120703)和国家自然科学基金(41222034)资助

摘要 使用国际古气候模拟比较计划第1~3阶段中共61个气候模式的数值试验结果, 首先定量评估了它们对于当代中国年平均、夏季和冬季降水气候态的模拟能力, 而后根据择优选取的26和16个气候模式分别对全新世中期和末次冰盛期中国季风区面积、季风降水以及季风降水强度变化进行了集中研究. 结果表明: 相对于参考时期, 全新世中期中国季风区面积、季风降水及其强度分别在26, 26和22个模式中模拟增加, 平均增幅依次为10.7%, 18.7%和7.3%, 这主要是源于轨道强迫所导致的夏季经向温度梯度的减小以及夏季东亚与临近海域间热力对比的增大, 海洋反馈的作用相对有限; 上述模拟结果与季风区内的地质记录基本相符. 在末次冰盛期, 中国季风区面积和季风降水在15个模式中减小、季风降水强度在所有16个模式中减小, 平均减幅依次为7.7%, 25.1%和14.3%, 夏季经向温度梯度的增加以及纬向和经向陆地和海洋间热力对比的减小是其内在动力学机制, 海洋反馈有一定的抑制作用; 以上模拟结果与季风区内较为有限的地质记录是定性一致的.

关键词

全新世中期
末次冰盛期
季风区面积
季风降水

季风降水在全球水循环中起着举足轻重的作用, 与季风区人民的生活息息相关^[1]. 在过去50年全球变暖背景下, 季风降水格局发生了很大变化^[2-5], 各种时间尺度上季风降水变化及其成因是气候学领域的热点和难点之一. 近些年来, 全球季风变化研究日益受到学者重视, 但他们多关注于当代和未来季风降水^[4-8]或是根据地质记录来重建局地季风降水变化^[9-14], 对轨道尺度上季风变化的模拟研究很少.

全新世中期(距今约6000年, 或称之为全新世大暖期)和末次冰盛期(距今约21000年, 或称之为末次盛冰期、末次冰期冰盛期)是轨道尺度上两个十分重要且被广为研究的时期, 大量地质资料表明前者气

候较现在偏暖偏湿、后者则偏冷偏干^[15]. 从动力学机理上理解这两个极端冷暖时期的气候变化有助于更好地认识当代气候, 从而为未来气候变化预估提供参考. 为此, 国际古气候模拟比较计划先后采用了不同复杂程度的气候模式针对这两个时期进行了大规模的数值模拟试验. 就季风变化而言, 国际上的以往研究工作主要侧重于全球和半球尺度, 很少关注除北非以外的其他季风区^[16-18]. 聚焦于东亚地区, 中国学者开展的单个和多个气候模式的模拟试验结果表明, 尽管还存在着一定的不确定性, 东亚夏季风在全新世中期增强^[19-25], 在末次冰盛期减弱^[21,26,27], 海洋和植被反馈对其有一定的调制作用. 需要指出的

引用格式: 田芝平, 姜大膀. 全新世中期和末次冰盛期中国季风区面积和季风降水变化. 科学通报, 2015, 60: 400-410

Tian Z P, Jiang D B. Mid-Holocene and last glacial maximum changes in monsoon area and precipitation over China (in Chinese). Chin Sci Bull, 2015, 60: 400-410, doi: 10.1360/N972014-00718

是,一方面,这些研究仅着眼于传统6~8月的夏季降水或者季风环流变化;另一方面,有研究指出,季风区范围在当前全球气候变化背景下也发生了很大变化^[2,4],但其在过去极端冷暖时期如何变化尚不清楚,因此至今尚未有工作涉及到这两个时期中国季风区范围和季风降水变化问题。

鉴于以上认识,本文使用现阶段国内外所有可利用的气候模式的试验结果,集中研究了全新世中期和末次冰盛期中国季风区面积、季风降水和季风降水强度变化,重点关注的是多模式集合平均结果及其内在动力学机制。

1 模式和资料

全新世中期和末次冰盛期气候模拟试验数据来自于国际古气候模拟比较计划^[28],包括第1阶段中17个大气模式和9个大气-混合层海洋耦合模式,第2阶段中14个大气-海洋耦合模式和5个大气-海洋-植被耦合模式,第3阶段中16个大气-海洋耦合模式和大气-海洋-植被耦合模式(以下统称为耦合模式)。其中,48和33个模式分别进行了全新世中期和末次冰盛期数值试验,两个时期的参考试验在第1阶段中均为现代气候试验,在第2和第3阶段中均为工业革命前期气候试验。以上61个模式的基本信息请参见表S1,其水平分辨率分布范围为近似 $7.5^{\circ} \times 4^{\circ}$ 到近似 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,平均水平分辨率约 $3.75^{\circ} \times 3^{\circ}$ 。用于评估模式对中国现代降水气候态模拟能力的资料来自于全球气候降水计划(以下简称观测)的月平均降水资料,水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$,选取时段为1979~2008年^[29]。由于不同模式水平分辨率不同,为了更好地研究季风区面积及其变化,采用双线性插值法将所有模式和观测资料统一插值到 0.5° 水平分辨率的经纬度格点上。

全新世中期试验的边界条件包括地球轨道参数和大气温室气体浓度变化,前者导致该时期北半球大气层顶入射太阳辐射的季节循环增加约5%,其中夏季入射太阳辐射量增加,而冬季入射太阳辐射量减少^[30]。在国际古气候模拟比较计划第1阶段中,全新世中期和参考时期大气二氧化碳浓度分别为280和345 ppm(1 ppm=1 μ L/L,余同);而在第2和第3阶段中,两个时期大气二氧化碳浓度均为280 ppm,大气甲烷浓度分别为650和760 ppb(1 ppb=1 nL/L,余同)。末次冰盛期试验的边界条件包括地球轨道参数^[30]、陆

地冰盖、地形、海陆分布以及大气温室气体浓度变化,主要表现为陆地冰盖扩张并引起海陆分布、地形高度等的变化。在国际古气候模拟比较计划第1阶段中,末次冰盛期(参考时期)大气二氧化碳浓度为200 ppm(345 ppm);第2和第3阶段中,大气二氧化碳、甲烷和氧化亚氮浓度分别为185 ppm, 350 ppb和200 ppb(280 ppm, 760 ppb和270 ppb)。全新世中期和末次冰盛期试验中,海洋表面温度在大气模式中分别为现代值和重建值^[31],而在耦合模式中均由海洋模式计算所得。有关这两个时期气候模拟更为详细的边界条件和试验设计请参阅文献^[17,28]。

2 气候模式能力评估

季风气候的主要特点是夏季与冬季地表盛行风方向相反,且夏季湿润与冬季干燥对比显著^[1,32]。根据文献^[5],本文将中国季风区定义为夏季与冬季降水量之差大于2 mm/d,且夏季与年总降水量之比大于55%的区域,其中夏季取5~9月(MJJAS),冬季为11~3月(NDJFM)。根据这一定义,1979~2008年观测资料中的中国季风区平均面积为 6.5×10^6 km²,占陆地国土面积的67.7%,包括华南、华东、华北、东北大部和青藏高原东南部(图1)。需要说明的是,华南存在一小块季风空白区,这是由于在那里3~4月份的降水也较多,使得夏季占年总降水量的比例不足55%。

气候模式能否从空间分布和幅度上合理模拟当代中国的年平均、夏季和冬季降水气候态,在很大程度上决定了它们对于过去季风气候模拟的可信度。为此,针对中国大陆地区4470个格点,本文首先计算了每个模式在参考试验下相对1979~2008年观测气候态的空间相关系数、标准差和中心化均方根误差,并将所有信息直观地绘制在了Taylor图中^[33]。如图2所示,模拟和观测的年平均、夏季和冬季降水之间的相关系数范围分别为-0.05~0.95, -0.17~0.94和0.18~0.92,标准化后的标准差依次为0.23~2.49, 0.24~2.62和0.59~2.96,标准化后的中心化均方根误差分别为0.31~2.20, 0.37~2.22和0.43~2.75。由此可知,大部分模式有较好的模拟能力,国际古气候模拟比较计划第3阶段模式的模拟能力总体最优,而第1阶段模式的性能相对最差。为剔除那些较差的模式,设置了两个定量标准。首先,相关系数必须为正值且在99%的信度水平上显著,即相关系数大于0.04;其次,中心

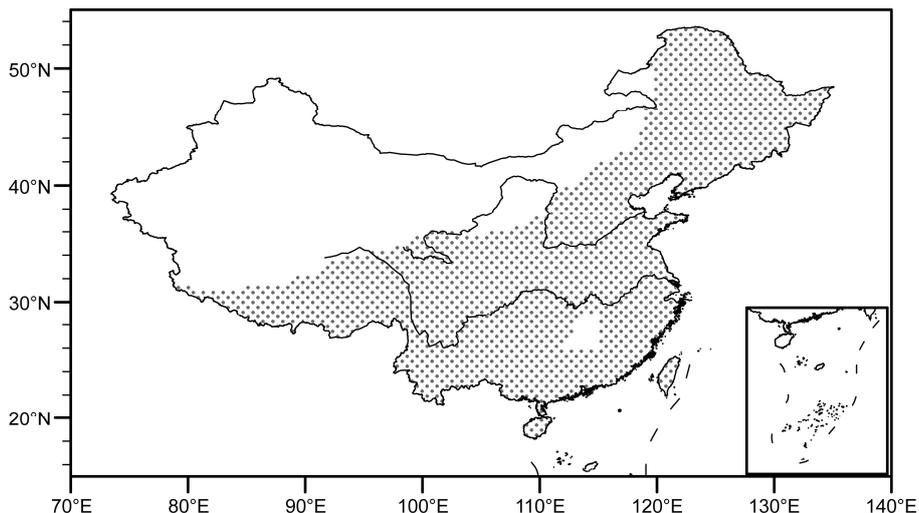


图1 用观测资料所得的参照时段1979~2008年中国季风区(灰色点区). 根据第2节定义

Figure 1 Monsoon areas over China (stippled, grey) obtained from observation for the period 1979–2008. According to the definition as detailed in Section 2

化均方根误差在1.5个标准差以内. 据此, 15个模式被剔除.

为了进一步评估各模式模拟中国季风降水幅度的能力, 本文计算了图1所示季风区内观测和剩下46个模式在参考试验下模拟的区域平均降水量. 在剩下的39个全新世中期气候模式参考试验中, 模拟的区域平均夏季、冬季和年平均降水变化范围分别为3.85~7.70, 0.89~2.65和2.51~4.76 mm/d; 在剩下的22个末次冰盛期气候模式参考试验中依次为3.85~7.98, 1.05~2.53和2.51~5.02 mm/d; 而观测值分别为4.84, 0.96和2.77 mm/d. 为此, 将偏离观测值±75%的范围设为另一个挑选模式的标准. 经过筛选, 13和6个模式分别从全新世中期和末次冰盛期气候模式组中被剔除. 最终, 分别有26和16个模式(表S1中星号标注)被用于全新世中期和末次冰盛期中国季风区研究. 需要指出的是, 上述择优选取的模式集合平均结果能够较好地模拟中国夏季、冬季和年平均降水的大尺度分布特征, 且模拟性能要优于大部分单个气候模式(图2).

3 结果分析

3.1 全新世中期

相对于参考时期, 全新世中期中国季风区面积在所有26个模式试验中均表现为扩张(图3(a)), 增加幅度为 0.2×10^6 (2.5%)~ 2.1×10^6 (47.8%) km^2 , 在所有模

式集合中增加 0.7×10^6 km^2 或10.7%. 就参考时期而言, 10个模式模拟的季风区范围比观测要偏大, 而不同类型模式的集合平均结果中大气模式模拟的范围相对最大, 其季风区的西边界较观测的范围西伸、东边界则向西有所收缩. 在全新世中期, 季风区在所有模式中一致表现为相对参考时期向西、向东扩张(图4(a)), 这意味着东亚夏季风整体上加在加强.

根据前述季风区的定义, 为了探讨上述季风区变化究竟来自何者的贡献, 本文计算了两个时期季风区发生变化区域内的夏季与冬季降水之差以及夏季和年平均降水变化. 全新世中期区域平均夏季减冬季降水在所有26个模式中均模拟增加, 变化范围为0.48(26.9%)~2.49(40.2%) mm/d, 平均增加0.78 mm/d或55.1%; 夏季降水增加0.33(12.9%)~1.52(126.2%) mm/d, 所有模式平均增加0.59 mm/d或20.4%; 年平均降水在所有26个模式中一致增加, 平均增幅为0.15 mm/d或8.8%. 值得注意的是, 夏季降水增幅要远大于年降水的增幅, 因而夏季与年平均降水之比在所有模式中均模拟增加. 由此, 全新世中期中国季风区的扩张来自于两方面的贡献, 即夏季与冬季降水之差以及夏季与年平均降水之比共同增加.

夏季降水通常能够较好地反映季风强度, 这是因为季风区内的年降水往往是由夏季降水主导的. 根据文献[4,5], 将中国季风降水定义为季风区内夏季降水的总和, 而季风降水强度则由季风区内的区域平均夏季降水来衡量. 如图5(a)所示, 全新世中期

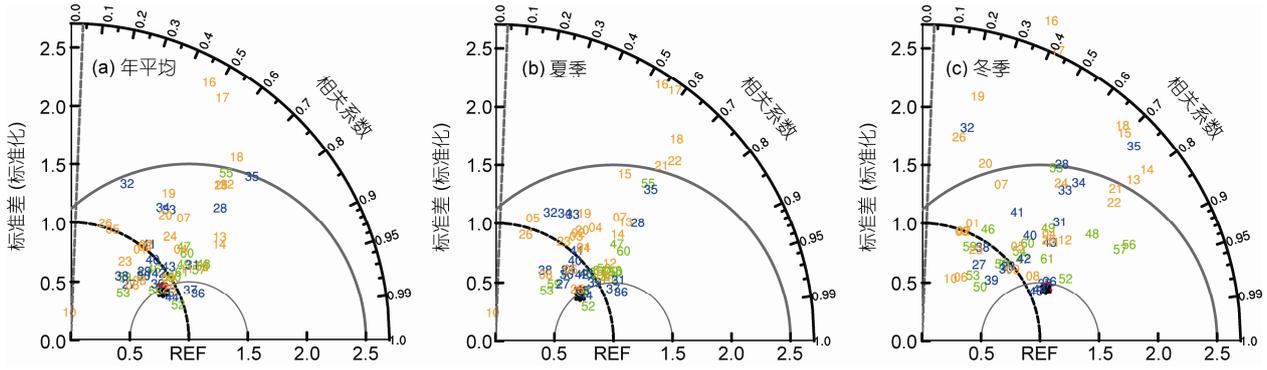


图 2 参照时段 1979–2008 年, 模拟相对于观测场的 Taylor 图. 61 个气候模式模拟的中国(a)年平均、(b)夏季和(c)冬季降水气候态. 图中数字对应表 S1 中的模式, 橙色、蓝色和绿色数字分别对应国际古气候模拟比较计划第 1, 2 和 3 阶段中的模式, 红色和黑色星号分别表示最终用于全新世中期和末次冰盛期气候分析的 26 和 16 个模式集合平均, REF 点表示观测. 其中, 数字到原点的距离表示模拟与观测场之间的标准差之比, 数字对应的方位角位置表示模拟与观测场之间的空间相关系数(斜虚线表示 99% 信度水平), 数字到 REF 点的距离表示经观测场标准差标准化之后的中心化均方根误差

Figure 2 Taylor diagram for displaying normalized pattern statistics of precipitation by models against observation for the period 1979–2008. Climatological (a) annual, (b) MJJAS, and (c) NDJFM precipitation over China of the 61 models for the reference period. Each number represents a Model ID (See Table S1); orange, blue, and green numbers represent PMIP1, PMIP2, and PMIP3 models, respectively; red and black stars represent the ensemble means of the 26 and 16 models finally chosen for the mid-Holocene and last glacial maximum climate analyses, respectively; and observation is considered as the reference (REF). The radial distance from the origin is the normalized standard deviation of a model; the SCC between a model and the reference is given by the azimuthal position of the model, with oblique dotted line showing the 99% confidence level; and the normalized CRMSD between a model and the reference is their distance apart

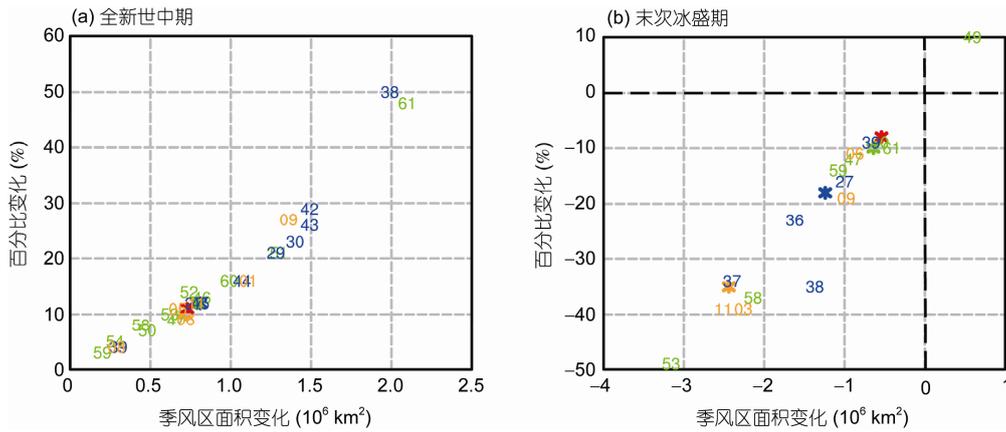


图 3 相对于参考时期, 中国季风区面积及其百分比变化. 图中数字对应表 S1 中的模式, 橙色、蓝色和绿色数字分别对应国际古气候模拟比较计划第 1, 2 和 3 阶段中模式, 橙色、蓝色、绿色和红色星号分别代表第 1, 2, 3 阶段和所有模式集合平均结果

Figure 3 Differences in monsoon areas over China and the corresponding percentage changes with respect to the reference period. Each number represents a Model ID (See Table S1); orange, blue, and green numbers represent PMIP1, PMIP2, and PMIP3 models, respectively; orange, blue, green, and red stars represent the ensemble means of PMIP1, PMIP2, PMIP3, and PMIP models, respectively

季风降水在所有 26 个模式中一致增加, 幅度为 $1.7 \times 10^9 \sim 18.4 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{d}$, 在所有模式集合中增加 $6.0 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{d}$ 或 18.7%. 相应地, 季风降水强度在 22 个模式中模拟增强 $0.01 \sim 1.57 \text{ mm}/\text{d}$, 而在其余 4 个模式中减弱 $0.003 \sim 0.27 \text{ mm}/\text{d}$, 在所有模式中增强 $0.34 \text{ mm}/\text{d}$ 或 7.3%. 相比较而言, 季风降水及其强度在大气模式中的增幅略大于耦合模式, 表明海洋反馈起到了一

定的抑制作用. 图 4(c) 进一步显示了所有模式集合中全新世中期夏季降水变化的空间分布, 主要表现为大部分季风区夏季降水增加 $0 \sim 2 \text{ mm}/\text{d}$, 其中最大降水出现在喜马拉雅山南麓, 这是由于模式水平分辨率不足所致^[34].

在动力学机制上, 由于全新世中期地球轨道参数和大气温室气体浓度变化, 东亚夏季温度(即地表

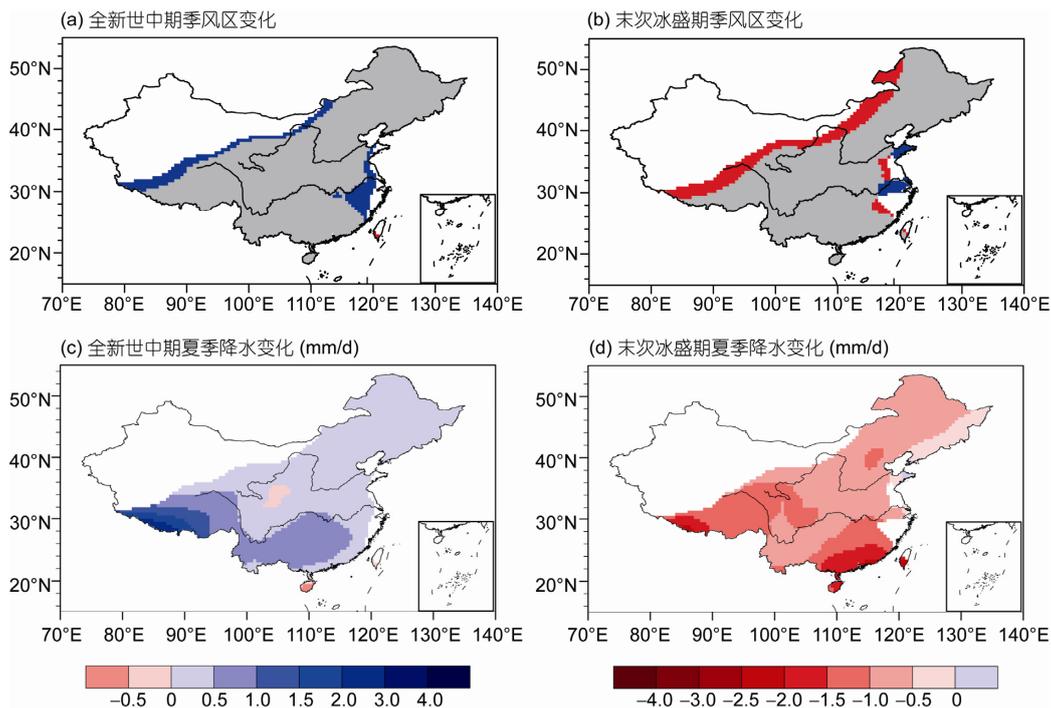


图4 相对于参考时期, 中国季风区和夏季降水变化. (a), (b)中, 灰色表示该时期和参考时期共有的季风区, 蓝色(红色)表示该时期相对于参考时期扩展(减少)的季风区

Figure 4 Changes in monsoon areas and MJJJAS precipitation over China with respect to the reference period. In (a) and (b), grey indicates the common areas between the mid-Holocene/last glacial maximum and the reference period, and blue (red) indicates expanded (reduced) monsoon areas at the mid-Holocene/last glacial maximum relative to the reference period

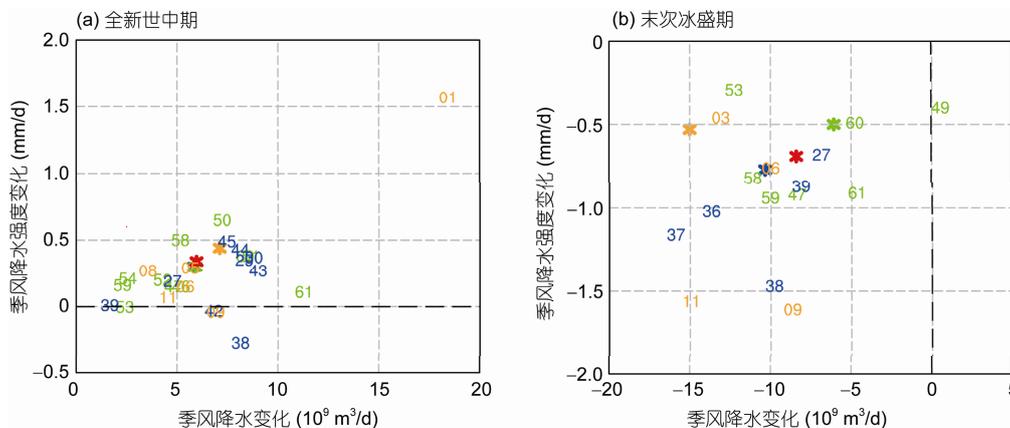


图5 相对于参考时期, 中国季风降水和季风降水强度变化. 图中数字和符号同图3

Figure 5 Differences in monsoon precipitation and monsoon precipitation intensity over China with respect to the reference period. Numbers and markers are the same as in Figure 3

2 m气温)相对于参考时期发生了显著变化(图6(a)). 一方面, 轨道强迫导致中国区域大气层顶夏季入射太阳辐射平均增加了 14.8 W/m^2 或 3.4% ^[30], 相应地, 夏季温度变化幅度随纬度增加而增大, 其中在大约 30°N 以北为升温、以南为降温, 造成由低纬指向高纬

的夏季经向温度梯度减小, 有利于低层出现南风异常, 使得东亚夏季风环流加强, 从而带来充沛水汽, 最终导致中国季风降水增加; 另一方面, 较强的夏季风环流有利于季风雨带整体向北推移, 对应中国季风区面积增加. 与此同时, 夏季温度在东亚大陆显著

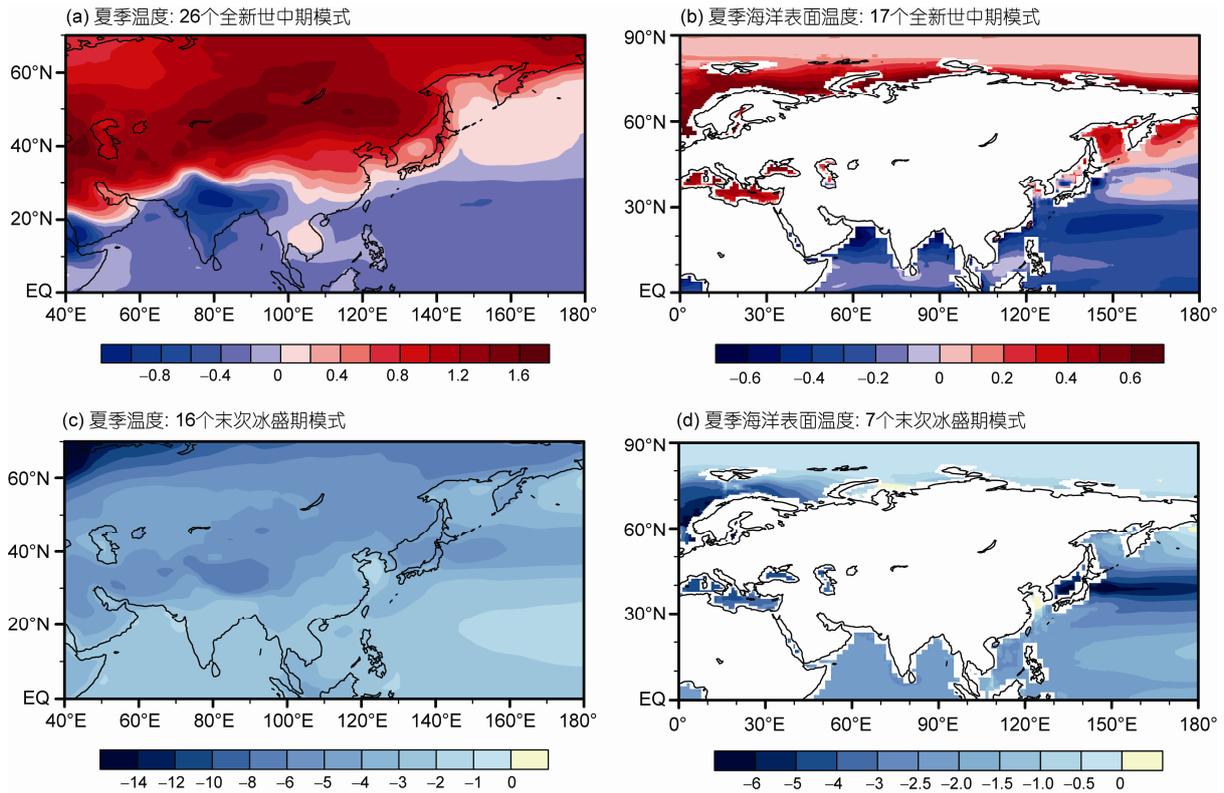


图6 夏季温度(地表2 m气温)和海洋表面温度变化(°C)。相对于参考时期,全新世中期(a) 26个模式模拟的夏季温度和(b) 17个耦合模式模拟的夏季海洋表面温度变化;末次冰盛期(c) 16个模式模拟的夏季温度和(d) 7个耦合模式模拟的夏季海洋表面温度变化

Figure 6 Differences in MJJAS temperature (surface air temperature at 2 m) and sea surface temperature (°C). Mid-Holocene-reference differences in MJJAS (a) temperature from 26 models and (b) sea surface temperature from 17 coupled models; Last glacial maximum-reference differences in MJJAS (a) temperature from 16 models and (b) sea surface temperature from seven coupled models

升高,而在其临近海域变化较小,使得东亚大陆和西北太平洋之间的纬向热力对比加强,气压梯度力增大,有利于低层的风和水汽向内陆输送.从定量角度来看,10°~50°N范围内90°~135°E和135°E~180°之间的区域平均夏季温差在所有模式集合中平均增加了0.42°C.另一方面,夏季东亚大陆升温而南海降温,造成低纬度海洋和高纬度大陆之间的经向热力对比加大.综上所述,轨道强迫导致的夏季经向温度梯度减小以及纬向、经向陆地和海洋间热力对比的增大是全新世中期中国季风区面积、季风降水及其强度增加的主要原因,这与该时期东亚夏季风环流的加强是相吻合的^[25].

另外需要指出的是,全新世中期季风降水和季风降水强度在大气模式中的增幅略大于耦合模式,在一定程度上反映了海洋反馈的抑制作用,这与以往的一些工作是相符的^[16,35,36].根据提供海洋数据的17个耦合模式的试验结果,夏季东亚大陆临近海域的海洋

表面温度在30°N以北整体偏暖、以南偏冷(图6(b));与之不同,6个大气模式中的海洋表面温度固定为现代值.相对于耦合模式,大气模式中的全新世中期夏季温度在东亚大陆和西北太平洋均模拟更高,故两者模拟的纬向陆地和海洋间热力对比差别不大.另一方面,0°~50°N内夏季经向温度梯度变化在大气和耦合模式中亦相差不大,这表明海洋反馈的抑制作用是有限的.

3.2 末次冰盛期

末次冰盛期中国临近地区海陆分布因海平面下降而发生了很大程度的变化,为与参考时期和全新世中期季风区变化进行比较,下文仅分析了当代陆地区域季风的变化.与全新世中期变化总体相反,末次冰盛期中国季风区面积相对于参考时期在15个模式中模拟减少,变化幅度为 -0.4×10^6 (-9.9%)~ -3.2×10^6 (-48.5%) km²,仅在COSMOS-ASO模式中模拟增

加 $0.6 \times 10^6 \text{ km}^2$ 或9.9%(图3(b)). 所有模式集合中, 季风区面积平均减少 $0.5 \times 10^6 \text{ km}^2$, 相对参考时期减少7.7%. 末次冰盛期季风区变化的空间分布在大部分模式中表现一致, 主要表现为季风区的西边界向东退缩(图4(b)), 其退缩幅度在大气模式中要大于耦合模式, 尤其表现在东北大部分地区; 季风区东边界在大气模式中表现为在东部地区略微东扩、东南沿岸则为西退, 而在耦合模式中大体表现为向西退缩, 所有模式集合中季风区在长江和黄河下游东扩、东部其他地区则略为西退(图4(b)).

末次冰盛期中国季风区面积的退缩与季风变化区内夏季与冬季降水之差、夏季以及年平均降水的一致减少有关. 其中夏季与冬季降水之差在15个模式中模拟减少 $0.34(9.1\%) \sim 2.81(70.3\%) \text{ mm/d}$; 夏季和年平均降水在所有16个模式中均模拟减少, 幅度分别为 $0.36(7.7\%) \sim 2.79(48.2\%) \text{ mm/d}$ 和 $0.28(16.7\%) \sim 1.25(34.3\%) \text{ mm/d}$. 注意到15个模式中的夏季降水减少幅度均要大于年平均降水, 因而夏季与年平均降水之比也相应减小. 就所有模式集合平均而言, 夏季与冬季降水之差、夏季和年平均降水依次减小 $0.64(23.7\%)$, $0.86(25.2\%)$ 和 $0.51(25.0\%) \text{ mm/d}$, 表明末次冰盛期中国季风区面积的减少来自于两方面的贡献, 即夏季与冬季降水之差以及夏季与年平均降水之比共同减小.

与上述季风区面积变化类似, 末次冰盛期季风降水及其强度也都表现为减小(图5(b)). 其中季风降水在15个模式中模拟减少 $4.8 \times 10^9 \sim 15.9 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{d}$, 仅在COSMOS-ASO中模拟增加 $0.5 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{d}$, 所有模式集合中减少 $8.4 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{d}$, 相对于参考时期减小25.1%; 季风降水强度在所有16个模式中模拟减小 $0.29 \sim 1.61 \text{ mm/d}$, 平均减小 0.69 mm/d 或14.3%. 此外, 与季风区面积变化结果类似, 大气模式模拟的末次冰盛期季风降水减少量要大于耦合模式的值, 意味着海洋反馈在其中起到了一定的抑制作用. 与之相对应, 夏季降水变化的空间分布在大气和耦合模式间也表现迥异. 大气模式模拟的最大降水减少量为 4 mm/d , 且位于中国东南部及青藏高原南部, 而耦合模式模拟的降水减幅不超过 2 mm/d , 两者联合导致所有模式集合中的降水(图4(d))空间分布与大气模式相似、幅度则与耦合模式更为接近.

在动力学机制上, 末次冰盛期陆冰和海冰大规模发育以及较低的大气温室气体浓度导致东亚夏季温度相对于参考时期显著降低(图6(c)). 其中, 东亚

大陆北部的降温整体上大于其南部地区, 导致该时期经向温度梯度增加, 从而低层出现北风异常, 并从高纬度携带相对干冷的空气, 抑制了来自赤道的南风气流和水汽向东亚大陆输送. 同时, 东亚大陆的变冷幅度要强于西太平洋和南海, 导致陆地和海洋之间的纬向、经向热力对比均减弱. 上述变化同样是造成末次冰盛期东亚夏季风环流减弱的主要原因^[27], 东亚季风环流减弱与季风降水减少、季风区面积减小相对应. 就所有16个模式平均而言, $10^\circ \sim 50^\circ \text{N}$ 范围内 $90^\circ \sim 135^\circ \text{E}$ 和 $135^\circ \text{E} \sim 180^\circ$ 之间的区域平均夏季温度之差减小了 0.73°C , 这极大地抑制了对流层低层水汽向中国内陆的输送.

如前文所述, 末次冰盛期季风区面积和季风降水在大气模式中的减小幅度要大于耦合模式, 反映了海洋反馈的抑制作用. 图6(d)显示, 末次冰盛期夏季东亚大陆周围海域海洋表面温度均模拟偏冷, 其中最强烈的变冷出现在 40°N 附近的北太平洋. 因为大气模式中的海洋表面温度为重建值并在试验中保持不变, 所以它们模拟的西北太平洋地表 2 m 气温的变冷幅度要弱于耦合模式, 加之两者模拟的东亚大陆变冷幅度差别不大, 从而使得大气模式模拟的陆地和海洋间纬向热力对比的减小幅度整体上要大于耦合模式的值. 定量而言, $10^\circ \sim 50^\circ \text{N}$ 范围内 $90^\circ \sim 135^\circ \text{E}$ 和 $135^\circ \text{E} \sim 180^\circ$ 之间的区域平均夏季温差在3个大气模式中减小 1.60°C , 远远超过12个耦合模式中的 0.36°C . 另一方面, 就 $105^\circ \sim 135^\circ \text{E}$ 纬向平均而言, 大气模式模拟的夏季变冷在 $20^\circ \sim 35^\circ \text{N}$ 强于耦合模式、在 40°N 以北弱于耦合模式, 而在其他纬度上差别不大, 造成前者的夏季经向温度梯度整体上要小于后者. 最终, 大气模式模拟的末次冰盛期季风区面积和季风降水减幅相对于耦合模式要偏大.

4 模式与资料对比

用于重建全新世中期和末次冰盛期中国气候和环境的代用资料很多. 需要首先提及的是以上模拟结果主要是基于夏季降水, 而代用资料基本上反映的是年平均降水或湿度状况. 正如前面所提到的, 季风区的年降水是由局地夏季降水主导的, 因而将夏季降水模拟结果和代用资料进行对比是可行的. 总的来说, 上述模拟的全新世中期中国季风区面积、季风降水及其强度变化与地质记录吻合, 主要表现在位于中国季风区内的湖泊、冰芯、古土壤、泥炭、孢

粉、沉积和石笋记录(参见文献[37]中图12)以及20世纪90年代初期之前的代用资料^[38]均显示全新世中期气候较现代偏湿,而且中国大部分地区^[15]和约35°N以南的华南地区以及东北地区^[39]的年降水较现代偏多。

根据现在的海陆分布,模拟得到的末次冰盛期中国季风区面积和季风降水及其强度减小与季风区内的代用资料也有可比性^[40]。其中主要包括该时期南亚和东亚的低湖面^[41,42],位于华北、中国西部和青藏高原的温带旱生灌木、温带草原和沙漠的大幅度向南和向东扩展^[43,44],中国东部的大量湖泊记录^[10]以及青藏高原东部9个样本的孢粉记录^[45,46]均表明变干的气候条件。此外,所有模式模拟所得的末次冰盛期夏季降水在青藏高原东部减少了1~2 mm/d(图4(d)),相对于参考时期减少20%~40%,这与文献[47]给出的年降水减少30%~70%的认识有相容性。

5 结论和讨论

根据择优选取的26和16个不同复杂程度气候模式的试验结果,分别对全新世中期和末次冰盛期中国季风区面积、季风降水和季风降水强度变化进行了研究。这些模式分别从48和33个气候模式中挑选而来,其依据是它们对于当代中国年平均、夏季和冬季降水气候态的模拟能力。主要结论如下:

(1) 相对于参考时期,全新世中期中国季风区面积在所有26个模式中均模拟扩张,增加幅度为 0.2×10^6 (2.5%)~ 2.1×10^6 (47.8%) km²,平均增加 0.7×10^6 km²或10.7%,这是来自于两方面的贡献,即夏季与冬季降水之差以及夏季与年平均降水之比共同增加;全新世中期中国季风降水在所有26个模式中模拟增

加,幅度为 1.7×10^9 ~ 18.4×10^9 m³/d,平均增幅为 6.0×10^9 (18.7%) m³/d,季风降水强度在22个模式中模拟增强0.01~1.57 mm/d,在其余4个模式中减弱0.003~0.27 mm/d,所有模式平均增强0.34 mm/d(7.3%);在动力学机制上,轨道强迫下夏季东亚地区经向温度梯度减小以及纬向、经向陆地和海洋间热力对比增大是主因;相对于大气模式,海洋反馈作用很弱。以上模拟结果与季风区内的地质记录基本相符。

(2) 末次冰盛期,中国季风区面积在15个模式中模拟减少,变化幅度为 -0.4×10^6 (-9.9%)~ -3.2×10^6 (-48.5%) km²,所有16个模式中平均减少 0.5×10^6 km²或7.7%,这源于夏季与冬季降水之差以及夏季与年平均降水之比减小两方面的贡献;中国季风降水和季风降水强度分别在15和16个模式中模拟减少,减幅范围分别为 4.8×10^9 ~ 15.9×10^9 m³/d和0.29~1.61 mm/d,平均减幅分别为 8.4×10^9 m³/d(25.1%)和0.69 mm/d(14.3%);在动力学机制上,上述变化源于夏季东亚地区经向温度梯度的增加以及纬向、经向陆地和海洋间热力对比的减小,海洋反馈有一定的抑制作用。以上模拟结果与季风区内较为有限的地质记录是定性一致的。

最后需要指出的是,多模式集合平均有多种方法,如简单的算术平均,依据模式表现给予不同权重后平均^[48],以及本文使用的最优模式平均,采用不同的集合平均方法可能会对所得结果造成一定影响。另外,以往研究表明,相对于低分辨率全球模式,高分辨率模式如区域气候模式能够更好地模拟当代东亚季风降水^[49,50],因而将区域气候模式应用于东亚降水的古气候模拟研究^[51]有待进一步开展。

致谢 感谢审稿人提出的宝贵意见以及表S1所示的各模式组提供的模拟试验数据,本文所分析的国际古气候模拟比较计划资料版本为2014年1月10日。

参考文献

- 1 Wang B, Ding Q H. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics. *Dyn Atmos Oceans*, 2008, 44: 165-183
- 2 Zhou T J, Zhang L X, Li H M. Changes in global land monsoon area and total rainfall accumulation over the last half century. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L16707, doi: 10.1029/2008GL034881
- 3 Liu J, Wang B, Ding Q H, et al. Centennial variations of the global monsoon precipitation in the last millennium: Results from ECHO-G Model. *J Clim*, 2009, 22: 2356-2371
- 4 Hsu P C, Li T, Luo J J, et al. Increase of global monsoon area and precipitation under global warming: A robust signal? *Geophys Res Lett*, 2012, 39: L06701, doi: 10.1029/2012GL051037

- 5 Wang B, Liu J, Kim H J, et al. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008). *Clim Dyn*, 2012, 39: 1123–1135
- 6 Wang B, Ding Q H. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L06711, doi: 10.1029/2005GL025347
- 7 Chen H, Sun J. How large precipitation changes over global monsoon regions by CMIP5 models? *Atmos Oceanic Sci Lett*, 2013, 6: 306–311
- 8 Hsu P C, Li T, Murakami H, et al. Future change of the global monsoon revealed from 19 CMIP5 models. *J Geophys Res*, 2013, 118: 1247–1260
- 9 An C B, Feng Z D, Tang L Y. Evidence of a humid mid-Holocene in the western part of Chinese Loess Plateau. *Chin Sci Bull*, 2003, 48: 2472–2479 [安成邦, 冯兆东, 唐领余. 黄土高原西部全新世中期湿润气候的证据. *科学通报*, 2003, 48: 2280–2287]
- 10 Yu G, Xue B, Liu J, et al. LGM lake records from China and an analysis of climate dynamics using a modelling approach. *Glob Planet Change*, 2003, 38: 223–256
- 11 Chen F H, Wu W, Zhu Y, et al. A mid-Holocene drought interval as evidenced by lake desiccation in the Alashan Plateau, Inner Mongolia, China. *Chin Sci Bull*, 2003, 48: 1401–1410 [陈发虎, 吴薇, 朱艳, 等. 阿拉善高原中全新世干旱事件的湖泊记录研究. *科学通报*, 2004, 49: 1–9]
- 12 Yuan D, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon. *Science*, 2004, 304: 575–578
- 13 Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224000 years. *Nature*, 2008, 451: 1090–1093
- 14 Long H, Lai Z P, Fuchs M, et al. Timing of Late Quaternary palaeolake evolution in Tengger Desert of northern China and its possible forcing mechanisms. *Glob Planet Change*, 2012, 92–93: 119–129
- 15 Bartlein P, Harrison S, Brewer S, et al. Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: A global synthesis. *Clim Dyn*, 2011, 37: 775–802
- 16 Liu Z, Harrison S P, Kutzbach J, et al. Global monsoons in the mid-Holocene and oceanic feedback. *Clim Dyn*, 2004, 22: 157–182
- 17 Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, et al. Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and last glacial maximum—Part 1: Experiments and large-scale features. *Clim Past*, 2007, 3: 261–277
- 18 Zhao Y, Harrison S P. Mid-Holocene monsoons: A multi-model analysis of the inter-hemispheric differences in the responses to orbital forcing and ocean feedbacks. *Clim Dyn*, 2012, 39: 1457–1487
- 19 Wang H J. Role of vegetation and soil in the Holocene megathermal climate over China. *J Geophys Res*, 1999, 104: 9361–9367
- 20 Chen X, Yu G, Liu J. The climatic simulations and discussion of temperature changes of mid-Holocene over East Asia (in Chinese). *Sci China Ser D Earth Sci*, 2002, 32: 335–345 [陈星, 于革, 刘健. 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: 地球科学*, 2002, 32: 335–345]
- 21 Zhou B T, Zhao P. Inverse correlation between ancient winter and summer monsoons in East Asia? *Chin Sci Bull*, 2009, 54: 3760–3767 [周波涛, 赵平. 古东亚冬季风和夏季风反位相变化吗? *科学通报*, 2009, 20: 3136–3143]
- 22 Zhou B T, Zhao P. Coupled simulation result of seasonal evolution of southwesterly wind climate over eastern China in mid-Holocene (in Chinese). *Quat Sci*, 2009, 29: 211–220 [周波涛, 赵平. 中全新世时期我国西南风气候季节演变的数值模拟结果分析. *第四纪研究*, 2009, 29: 211–220]
- 23 Wang T, Wang H J, Jiang D. Mid-Holocene East Asian summer climate as simulated by the PMIP2 models. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 2010, 288: 93–102
- 24 Zhou B T, Zhao P. Modeling variations of summer upper tropospheric temperature and associated climate over the Asian Pacific region during the mid-Holocene. *J Geophys Res*, 2010, 115: D20109, doi: 10.1029/2010JD014029
- 25 Jiang D, Lang X, Tian Z, et al. Mid-Holocene East Asian summer monsoon strengthening: Insights from Paleoclimate Modeling Inter-comparison Project (PMIP) simulations. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocol*, 2013, 369: 422–429
- 26 Zhao P, Zhou X J, Jian Z M, et al. Modeling the tropical climate and the impact of the western Pacific sea surface temperature at the last glacial maximum. *J Geophys Res*, 2004, 109: D08105, doi: 10.1029/2003JD004095
- 27 Jiang D, Lang X. Last glacial maximum East Asian monsoon: Results of PMIP simulations. *J Clim*, 2010, 23: 5030–5038
- 28 Joussaume S, Taylor K E. Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). In: Gates W L, ed. *Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference: Monterey, California, USA, 15–19 May 1995*. Geneva: World Meteorol Org, 1995. 425–430
- 29 Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J Hydrometeorol*, 2003, 4: 1147–1167
- 30 Berger A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 2362–2367

- 31 CLIMAP Project Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the last glacial maximum. *Geol Soc Am Map Chart Ser MC-36*, 1981
- 32 Webster P J, Magana V O, Palmer T, et al. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J Geophys Res*, 1998, 103: 14451–14510
- 33 Taylor K E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res*, 2001, 106: 7183–7192
- 34 Gao X, Shi Y, Song R, et al. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM. *Meteorol Atmos Phys*, 2008, 100: 73–86
- 35 Li Y F, Harrison S P. Simulations of the impact of orbital forcing and ocean on the Asian summer monsoon during the Holocene. *Glob Planet Change*, 2008, 60: 505–522
- 36 Marzin C, Braconnot P. The role of the ocean feedback on Asian and African monsoon variations at 6 kyr and 9.5 kyr BP. *C R Geosci*, 2009, 341: 643–655
- 37 Jiang D, Tian Z, Lang X. Mid-Holocene net precipitation changes over China: Model-data comparison. *Quat Sci Rev*, 2013, 82: 104–120
- 38 Shi Y, Kong Z, Wang S, et al. Mid-Holocene climates and environments in China. *Glob Planet Change*, 1993, 7: 219–233
- 39 Guiot J, Wu H B, Jiang W Y, et al. East Asian monsoon and paleoclimatic data analysis: A vegetation point of view. *Clim Past*, 2008, 4: 137–145
- 40 Jiang D, Lang X, Tian Z, et al. Last glacial maximum climate over China from PMIP simulations. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2011, 309: 347–357
- 41 Qin B, Yu G. Implications of lake level variations at 6 ka and 18 ka in mainland Asia. *Glob Planet Change*, 1998, 18: 59–72
- 42 Li Y, Morrill C. Lake levels in Asia at the last glacial maximum as indicators of hydrologic sensitivity to greenhouse gas concentrations. *Quat Sci Rev*, 2013, 60: 1–12
- 43 Yu G, Chen X, Ni J, et al. Palaeovegetation of China: A pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum. *J Biogeogr*, 2000, 27: 635–664
- 44 Ni J, Yu G, Harrison S P, et al. Palaeovegetation in China during the late Quaternary: Biome reconstructions based on a global scheme of plant functional types. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2010, 289: 44–61
- 45 Tang L Y, Shen C M, Liao G B, et al. Climatic changes in the southeastern Qinghai-Tibetan Plateau during the last glacial maximum—pollen records from southeastern Tibet (in Chinese). *Sci China Ser D Earth Sci*, 2004, 34: 436–442 [唐领余, 沈才明, 廖淦标, 等. 末次盛冰期以来西藏东南部的气候变化——西藏东南部的花粉记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34: 436–442]
- 46 Wan H W, Tang L Y, Zhang H C, et al. Pollen record reflects climate changes in eastern Qaidam Basin during 36–18 ka BP (in Chinese). *Quat Sci*, 2008, 28: 112–121 [万和文, 唐领余, 张虎才, 等. 柴达木盆地东部 36~18 ka B.P.期间的孢粉记录及其气候环境. *第四纪研究*, 2008, 28: 112–121]
- 47 Shi Y F, Zheng B X, Yao T D. Glaciers and environments during the last glacial maximum (LGM) on the Tibetan Plateau (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 1997, 19: 97–113 [施雅风, 郑本兴, 姚檀栋. 青藏高原末次冰期最盛时的冰川与环境. *冰川冻土*, 1997, 19: 97–113]
- 48 Xu Y, Gao X J, Giorgi F. Upgrades to the reliability ensemble averaging method for producing probabilistic climate-change projections. *Clim Res*, 2010, 41: 61–81
- 49 Gao X J, Zhao Z, Ding Y, et al. Climate change due to greenhouse effects in China as simulated by a regional climate model. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18: 1224–1230
- 50 Gao X J, Shi Y, Giorgi F. A high resolution simulation of climate change over China. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 462–472 [高学杰, 石英, Giorgi F. 中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40: 911–922]
- 51 Ju L, Wang H J, Jiang D. Simulation of the Last Glacial Maximum climate over East Asia with a regional climate model nested in a general circulation model. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2007, 248: 376–390

Mid-Holocene and last glacial maximum changes in monsoon area and precipitation over China

TIAN ZhiPing^{1,3} & JIANG DaBang^{1,2,3}

¹Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

²CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing 100101, China;

³Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Sixty-one climate models participating in the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project phases one (PMIP1) to three (PMIP3) were first evaluated in terms of their ability to reproduce the present annual, summer (May–September), and winter (November–March) precipitation climatology of China. Changes in monsoon area (CMA), monsoon precipitation (CMP), and monsoon precipitation intensity (CMPI) over China were then investigated using the results of 26 and 16 reliable climate models for mid-Holocene (MH) and last glacial maximum (LGM), respectively. Results show that relative to the reference period, the MH CMA, CMP, and CMPI consistently increased in 26, 26, and 22 models, respectively, with averages of 10.7% for CMA, 18.7% for CMP, and 7.3% for CMPI. Those changes were collectively attributable to an orbitally induced decrease in summer meridional temperature gradient and increases in summer land-sea thermal contrast between the East Asian continent and adjacent oceans. The role of the dynamic ocean was limited. Model results are generally consistent with geologic records over the monsoon regions in China. At the LGM, the CMA and CMP decreased in 15 models and the CMPI weakened in all 16 models, with averages of -7.7% , -25.1% , and -14.3% , respectively. In response to LGM forcing, the increase in summer meridional temperature gradient and decreases in zonal and meridional land-sea thermal contrast were the underlying mechanisms, and interactive ocean had a suppression effect. The simulated changes agree qualitatively with most of the limited proxy data across the CMA.

mid-Holocene, last glacial maximum, monsoon area, monsoon precipitation

doi: 10.1360/N972014-00718

补充材料

表 S1 气候模式及其数值模拟试验的基本信息

本文以上补充材料见网络版 csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.