

## 中世纪暖期温度变化的模拟\*

刘 健, 高建慧, 王苏民

(中国科学院湖泊沉积与环境重点实验室, 南京 210008)

**摘 要:** 本文利用全球海气耦合气候模式 ECHO-G 进行的 1000 个模式年的长时间积分气候模拟试验结果, 分析全球和中国地区中世纪暖期的存在性与时间演变、全球性与区域差异、以及变温强度和影响因子等问题。结果表明: 中世纪暖期是一个全球性现象, 但各地在中世纪暖期温度变幅和位相变化存在差异。中世纪暖期不是一个持续稳定的暖期, 而是存在峰谷起伏变化, 其中冷谷的持续时间为 40-80 年。全球平均的中世纪暖期出现在 1000-1280 年间。其间南半球的温度变幅最大, 北半球次之, 全球平均最小。中世纪暖期的鼎盛期全球绝大部分地区增温明显, 只有大西洋西北地区有一 0.5-1.0℃ 的降温区, 以及南太平洋有一 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。也就是说, 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。中国的中世纪暖期出现在公元 1000-1260 年间, 其间中国西部的年平均温度距平变幅最大, 东部最小, 全国平均介于二者之间。中世纪暖期鼎盛期整个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℃。由于模拟试验是在改变太阳辐射、火山活动、CO<sub>2</sub> 与 CH<sub>4</sub> 浓度等因子的情况下进行的, 说明太阳辐射、火山活动、CO<sub>2</sub> 与 CH<sub>4</sub> 浓度都是形成中世纪暖期的主控因子。至于各因子各自对中世纪暖期形成的贡献, 还有待进行单因子和多因子强迫试验进一步探讨。

**关键词:** 中世纪暖期; 气候变化; 模式; 模拟

## Modeling Study on the climate change during the Medieval Warm Period

LIU Jian, GAO Jianhui & WANG Sumin

(Key Laboratory of Lake Sedimentation and Environment, CAS, Nanjing 210008, P. R. China)

**Abstract:** The existence, temporal development, spatial distribution, regional difference, warming intensity and influence factors of the Medieval Warm Period (MWP) of the world and China are discussed in this paper based on the results of a 1000-year climatic simulation experiment from a global atmospheric-ocean coupled climate model ECHO-G. The results show that the MWP is a global phenomenon, but differences of the amplitudes and phases of temperature anomalies exist among all parts of the world. The MWP was not a steady and continuous warm period, there were peak-valley undulating changes in it, and the duration of the cold valley was 40-80 years. The global mean MWP appeared from 1000-1280 A. D. The temperature anomaly of the Southern Hemisphere is the biggest, that of the Northern Hemisphere occupies the second place, the global one is the minimum during the MWP. The temperature increased obviously in most areas of the world at the prime of the MWP. The temperature decrease only occurred in the Northwest of the Atlantic Ocean and the South Pacific Ocean, with 0.5-1.0 and 0.5-2.0℃ temperature drop, respectively. The maximum temperature increment was up to 2.5-3.0℃. It appeared in the Greenland and northwestern Pacific Ocean in the Northern Hemisphere, and in the sea area of 70°-80°S, 5°-60°W in the Southern Hemisphere. The whole Eurasia and the North America continents were the temperature in-

\* 国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2004CB720208)、中国科学院知识创新工程项目(KZCX3-SW-321)、国家自然科学基金项目(40475035)和中国科学院南京地理与湖泊研究所创新项目(CXNIGLAS-2006-1)共同资助。  
2005-04-17 收稿; 2005-09-16 收修修改稿。刘健, 女, 1966 年生, 博士, 副研究员; E-mail: jianliu@niglas.ac.cn.

creasing districts, the temperature increment was 0.5 – 1.5°C. The tropical zone and subtropical zone were also the temperature increasing districts, but the temperature increment was only about 0.5°C. That is to say, the temperature increment of the low latitude area is the minimum, that of the middle latitude area is bigger, and that of the high latitude area is the biggest. The MWP occurred during 1000 – 1260 A. D. in China. The temperature anomaly of the western China was the biggest during that time, that of the eastern China was the minimum, and that of the whole country lay between both. The regional temperature anomalies of whole China were positive at the prime of the MWP. The distribution of temperature increments in eastern China displayed west-east oriented and northwest-southeast oriented zones, and they became gradually bigger from south to north, from 0.4°C to 0.8°C progressively. The temperature increment of the western China was high-pressure pattern, and it became larger with the increase of the altitude above sea level. The largest temperature increment was up to 2.0 – 2.2°C. The changes of solar radiation, volcanism, CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> concentrations are all controlling factors for the warming climate of the MWP, for the simulation experiment was performed under the condition of changing solar radiation, volcanism, CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> concentrations. As for the contribution of every factor to the MWP climate change, much more sensitivity experiments forced by single factor and multiple factors need to be done in the future.

**Keywords:** Medieval Warm Period; climate change; model; simulation

中世纪暖期 (Medieval Warm Epoch, 或 Medieval Warm Period, 或 High Medieval Time) 一词最早由 Lamb 在 1965 年提出<sup>[1]</sup>, 他认为在公元 1100 – 1200 年间, 西欧的气温较 1900 – 1939 年高 0.5 – 1.0°C, 而公元 1100 – 1200 年正是欧洲的“中世纪”, 故名. 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.

关于中世纪暖期已有不少研究工作<sup>[2,4]</sup>. 从国际上的最新研究动态来看, Bradley<sup>[5]</sup> 等利用 23 个代用资料序列研究 1970 年之前最暖的 30 年出现在什么时候时发现, 有 10 个序列最暖出现在公元 900 – 1300 年间, 有 7 个序列在 20 世纪, 其余 6 个分散在 1300 – 1800 年间, 因此他们认为中世纪暖期只在某些地方出现, 不是全球性的现象. Soon 等<sup>[6]</sup> 利用全球、半球和区域的 139 个代用资料重建序列考察在公元 800 – 1300 年有没有 50 年以上的暖期时发现, 有 122 个序列出现了暖期, 占全部序列的 87.8%, 因而认为中世纪暖期的确存在而且具有全球性. Mann<sup>[7]</sup> 等利用北半球 8 个区的温度重建序列 (包括一条中国的序列<sup>[8]</sup>) 和南半球 3 个区的序列建立了一条全球 2000 年的温度序列, 该序列在公元 800 – 1400 年有一个宽广的温和期, 因此认为这段时期是相对的温暖期. 从国内的工作来看, 竺可桢<sup>[9]</sup> 根据历史文献记载认为, 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, 说明中国没有与欧洲时间一致的中世纪暖期. 施雅风等<sup>[10]</sup> 通过古里雅冰芯的高分辨率 δ<sup>18</sup>O 值和积累量记录发现, 在 1000 – 1200 年间古里雅地区的气温只维持在平均水平, 不存在明显的中世纪暖期. 羊向东<sup>[11]</sup> 通过湖泊沉积物花粉分析显示, 青海西门错地区中世纪暖期增温不明显. 钟巍等<sup>[12]</sup> 根据昆仑山北麓的尼雅剖面沉积物的多指标分析, 没有发现在 9 – 14 世纪存在中世纪暖期. 满志敏等<sup>[13]</sup> 列举多方面的物候证据, 说明五代中期到元朝早期 (公元 10 – 13 世纪) 中国东部气候温暖. 葛全胜等<sup>[14]</sup> 根据历史文献记载重建的中国东部地区过去 2000 年冬半年的温度序列显示, 930 – 1310 年为中国东部的中世纪暖期. 张德二<sup>[15]</sup> 根据历史文献中亚热带作物种植地点的变化认为 13 世纪中叶中国中部是一个典型的气候温暖期. 金章东等<sup>[16]</sup> 根据单一流域化学风化记录认为, 我国北部地区存在明显的中世纪暖期, 发生时间约为 900 – 1200 aBP. 任国玉等<sup>[17]</sup> 通过高分辨率花粉化石记录表明, 东北科尔沁沙地存在中世纪暖期, 在此暖期夏季降水量显著增加. 沈吉等<sup>[18]</sup> 根据青海湖沉积岩芯的多环境指标综合分析发现, 青海湖地区明显存在中世纪暖期. 罗建育等<sup>[19]</sup> 通过湖泊沉积物记录显示, 在公元 820 – 1320 年间台湾高山地区存在中世纪暖期. 康兴成等<sup>[20]</sup> 根据树轮资料恢复的青海都兰地区历史时期的温度显示, 青藏高原东部地区存在中世纪暖期. 杨保<sup>[21]</sup> 根据冰芯、树轮、沉积物资料重建的近 2000 年青藏高原地区的温度曲线表明, 青藏高原的东、北部与西、南部的温度变化存在差异, 东部和北部在 9 – 11 世纪进入中世纪暖期, 而西部和南部分别在 1150 – 1400AD 和 1250 – 1500AD 进入中世纪暖期. 王绍武等<sup>[22]</sup> 利用中国东部文献记载的寒冷事件的频率以及中国西部的树轮、冰芯资料重建的中国东西部近千年的温度

序列认为,中国东部在 9-13 世纪的确存在中世纪暖期,而中国西部无明显中世纪暖期. 中国东部的中世纪暖期并不是一个稳定不变的暖期,中间的 12 世纪气温较低.

由上可见,对于中世纪暖期是否存在、中世纪暖期是否是全球性现象、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. 由于上述工作大多是从代用资料重建的温度序列入手来进行的,受重建资料地域性限制,难免存在代表性方面的问题,加之不同代用指标对气候变化敏感性的差异,导致对中世纪暖期的出现时间、存在范围、变温幅度等认识难以一致,对中世纪暖期的成因机理更缺乏探讨. 关于中世纪暖期的成因机理,目前国内尚无相关文献,国外的相关研究也甚少. Crowley<sup>[23]</sup>曾利用能量平衡模式的模拟结果与重建资料的对比来探讨太阳辐射、火山活动和温室气体等变化对中世纪暖期形成的作用. 但这一工作尚无法给出区域尺度上的信息.

为了对中世纪暖期有一个更全面深入的时空认识,为了探讨中世纪暖期的存在性与时间演变、全球性与区域差异、变温强度及成因机制等问题,我们采用全球海气耦合气候模式 ECHO-G 进行了 1000 个模式年的长时间积分气候模拟试验. 下面介绍相关的研究结果.

## 1 模式及试验方案

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<sup>[24]</sup>. ECHAM4 和 HOPE-G 均为德国马普气象研究所(Max Planck Institute for Meteorology, MPI)开发. ECHAM4 是第四代大气环流谱模式<sup>[25]</sup>,它以原始方程为基础,采用混合  $p-\sigma$  坐标,水平分辨率为 T30,相当于  $3.75^\circ \times 3.75^\circ$ ,垂直分 19 层,其中 200hPa 以上有 5 层,模式顶层为 30hPa,相当于 30km. 预报量包括涡度、散度、表面气压、温度、比湿、云中水的混合比、有关微量气体和气溶胶混合比等. 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<sup>[26]</sup>是海洋原始方程模式,其水平分辨率为 T42,相当于  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ ,热带地区采用  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  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. 该模式在现代气候模拟和古气候模拟研究中均得到较多应用,其气候模拟能力已得到可靠验证<sup>[27-30]</sup>. 它是目前进行长时间气候模拟最合适的气候模式之一.

本文共作了 2 个试验: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 年的实际情况为强迫(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、 $\text{CO}_2$  浓度和  $\text{CH}_4$  浓度场为外强迫. 该试验在 1000 年左右达到稳态,然后一直积分到 1990 年.

真实强迫试验采用的与控制试验不同的强迫条件包括随时间变化的太阳辐射常数、火山活动指数、 $\text{CO}_2$  和  $\text{CH}_4$  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<sup>[31]</sup>,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<sup>[32]</sup>,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  $\text{CO}_2$  与  $\text{CH}_4$  浓度由南极冰芯资料获得<sup>[33,34]</sup>.

## 2 模拟结果验证

首先,我们利用全球观测集成资料<sup>[35]</sup>和中国区域多种代用指标重建资料<sup>[8]</sup>验证模拟结果的正确性与可信性.

### 2.1 观测资料

图 1 是全球年平均温度距平(相对于 1961-1990)的模拟值与观测值随时间的变化,其中实线为观测值,虚线为模拟值. 两者具有一致的上升变化趋势,并在 99.9% 的置信度上相关,相关系数为 0.73. 但在变幅和位相上存在一定差异,两者的平均偏差为 0.06,最大偏差为 0.39. 考虑到观测集成资料从不均匀台站插值到均匀网格过程中存在误差,模拟结果的可信度应与观测集成资料相当.

### 2.2 重建资料

图 2 是中国区域( $15^\circ\text{N}-55^\circ\text{N}$ ,  $70^\circ\text{E}-140^\circ\text{E}$ )年平均温度距平(相对于 1000-1990 年)模拟值与重建

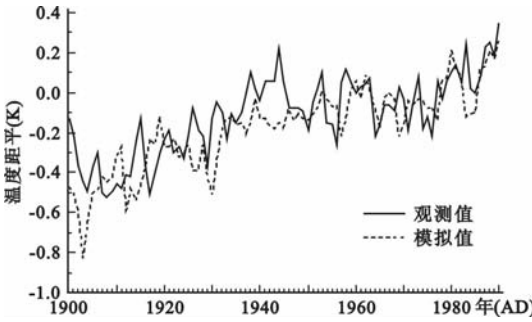


图1 全球年平均温度距平的模拟与观测值的时间演变

Fig. 1 Time sequences of simulated and observed global annual mean temperature anomalies

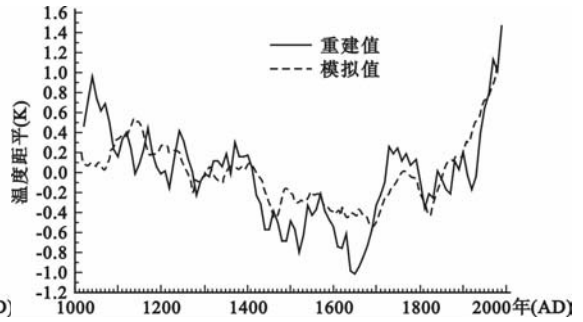


图2 中国区域年平均温度距平的模拟与重建值的时间演变

Fig. 2 Time sequences of simulated and observed annual mean temperature anomalies of China

值的时间演变,其中实线为重建值,虚线为模拟值。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 $(-1.0^{\circ}\text{C} - 1.1^{\circ}\text{C})$ ,而模拟值的变化范围为 $(-0.6^{\circ}\text{C} - 0.9^{\circ}\text{C})$ 。两者的相关系数为0.74,置信度达99.9%。此外,作者也曾将葛全胜等<sup>[14]</sup>重建的中国东部( $25^{\circ}\text{N} - 40^{\circ}\text{N}, 105^{\circ}\text{E}$ 以东)1000年来冬半年温度(10-4月)与模拟结果进行了对比,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1000-1300年为中世纪暖期<sup>[36]</sup>。

通过以上将模拟结果与全球观测集成资料和中国区域多种代用指标重建资料的比较,可以认为ECHO-G全球气候模式对中国地区气温变化具有一定的模拟能力,模拟结果被用来评价中世纪暖期在中国的表现是可行的。

### 3 中世纪暖期的时间演变

下面根据模拟结果,分析中世纪暖期的存在性与时间演变情况。

#### 3.1 全球

图3给出了全球、北半球和南半球年平均温度距平(相对于1000-1990年)31年滑动平均值的时间演变。图中明显表明,对于全球、北半球和南半球,在公元1000-1280之间,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。也就是说,从模拟来看,近千年的温度变化明显呈现“暖期-调整期-冷期-短调整期-暖期”的两峰一谷的变化格局。其中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。因此,模拟结果表明,中世纪暖期存在,而且是一个全球性现象。

图3显示,无论中世纪暖期、小冰期、20世纪暖期、还是调整期,南半球的年平均温度变幅都为最大,北半球次之,而全球最小。这是由于近千年来的近日点位于北半球的冬季之故<sup>[37]</sup>。近日点位于北半球冬季,使得北半球冬季较暖而夏季较凉,故气温年较差较小,而南半球正好相反,冬季较冷而夏季较热,故气温年较差较大,因此南半球的年平均温度变幅比北半球大。全球平均时,因北半球夏季(冬季)与南半球冬季(夏季)温度相互中和而使温度变幅最小。图3还显示,中世纪暖期并不是一个稳定的温暖期,其间温度距平呈现准单峰型变化,最温暖的时期出现在1140年,故在下一节中我们用1125-1155年30年的平均温度来分析中世纪暖期鼎盛期全球温度的空间分布情况。

#### 3.2 中国

图4给出了全中国( $15^{\circ}\text{N} - 55^{\circ}\text{N}, 70^{\circ}\text{E} - 140^{\circ}\text{E}$ )、中国东部和中国西部(中国东西部以 $105^{\circ}\text{E}$ 经度分界)年平均温度距平(相对于1000-1990年)31年滑动平均值的时间演变。图中实线、虚线和点线分别表示全中

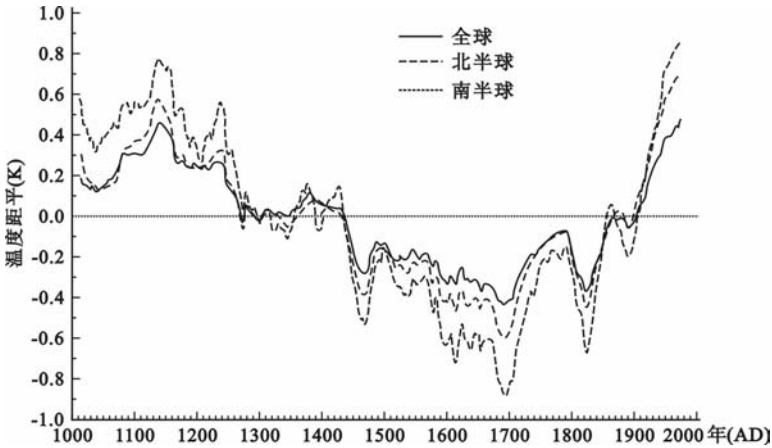


图3 年平均温度距平(相对于1000-1990年)31年滑动平均值的时间演变  
(实线:全球,虚线:北半球,点线:南半球)

Fig. 3 Time sequences of 31-year running mean values of annual mean temperature anomalies with reference to the 1000-1990 mean temperature (The solid, dashed and dotted lines stand for globe, the Northern Hemisphere and the Southern Hemisphere respectively)

国、中国东部和中国西部的情况。由图可见,与全球情况类似,在公元1000-1260之间,年平均温度相对于千年平均距平为正,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;全国的情况则介于两者之间。从1850年开始,全中国、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,这与图3给出的全球温度距平从1900年才开始变为正的情况有所不同。从模拟来看,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(其中存在较大的冷暖变化),后一个暖期对应于20世纪暖期。可见,中世纪暖期在中国也是广泛存在的。

从图中可见,无论中世纪暖期、小冰期还是20世纪暖期,中国西部的年平均温度距平变幅都为最大,东部最小,全国平均介于二者之间。这是由于西部青藏高原大地形的作用。青藏高原冬季是一个巨大的冷源,因此使得西部冬季温度很低,而夏季正好相反,从而使中国西部的年平均温度及其距平都比东部大。另外,中国东部和西部的温度距平的变化位相有所不同,比如,在1150年左右,东部与西部的位相正好相反。图4还显示,中世纪暖期并不是一个稳定的温暖期,其间温度距平呈现“谷-峰-次谷-次峰”的变化,最温暖的时期仍出现在1140年,故在下一节中我们也用1125-1155年30年的平均温度来讨论中国中世纪暖期鼎盛期温度的空间分布状况。

#### 4 中世纪暖期的空间分布

既然中世纪暖期不是一个温度稳定不变的时期,我们就以其中最温暖时期1125-1155年30年平均温度距平来探讨中世纪暖期全球和中国温度的空间分布特征。

##### 4.1 全球(空间变化)

图5是中世纪暖期鼎盛期平均温度距平(相对于1000-1990年)的全球分布情况。由图可见,中世纪暖期鼎盛期全球绝大部分地区增温明显,只有大西洋西北地区有一 $0.5-1.0^{\circ}\text{C}$ 的降温区,以及南太平洋有一 $0.5-2.0^{\circ}\text{C}$ 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 $70^{\circ}-80^{\circ}\text{S}$ ,  $5^{\circ}-60^{\circ}\text{W}$ 的海域,最大增温达 $2.5-3.0^{\circ}\text{C}$ 。整个欧亚大陆和北美大陆都是增温区,增温幅度为 $0.5-$

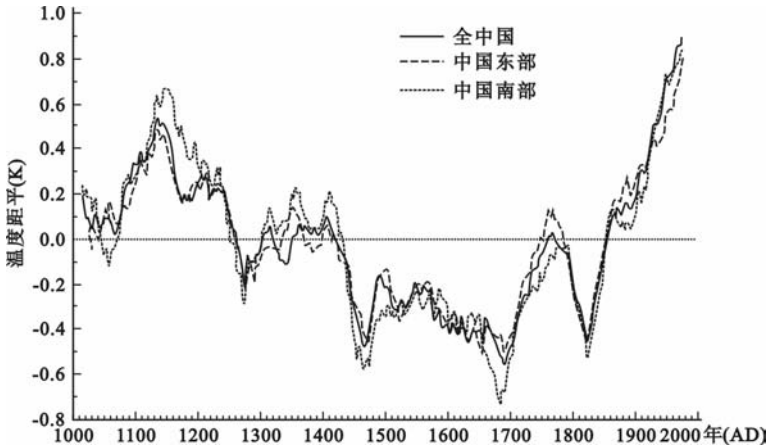


图4 年平均温度距平(相对于1000-1990年)31年滑动平均值的时间演变  
(实线:全中国,虚线:中国东部,点线:中国西部)

Fig. 4 Time sequences of 31-year running mean values of annual mean temperature anomalies with reference to the 1000 - 1990 mean temperature (The solid, dashed and dotted lines stand for the whole China, the eastern China and the western China respectively)

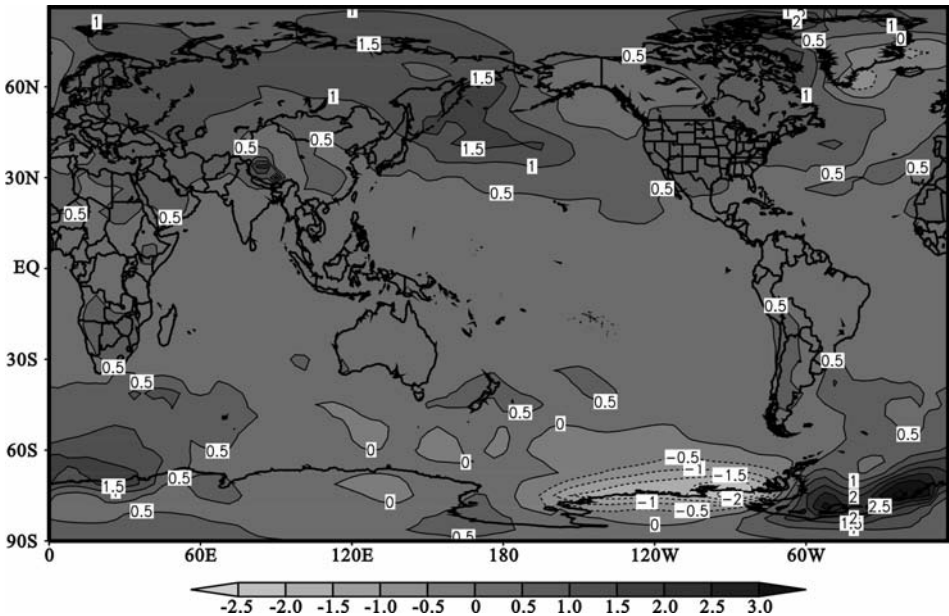


图5 全球中世纪暖期最盛期(1125-1155年)平均温度距平(相对于1000-1990年)分布

Fig. 5 The distribution of global mean temperature anomalies with reference to the 1000 - 1990 mean temperature in the prime of the MWP (from 1125 to 1155 A. D.)

1.5°C. 热带和亚热带也是增温区,但增温幅度仅为0.5°C左右. 也就是说,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.

## 4.2 中国(空间变化)

图 6 是中国中世纪暖期鼎盛期平均温度距平(相对于 1000 - 1990 年)的分布情况. 由图可见,中世纪暖期鼎盛期整个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℃. 这种带状分布特征和温度距平随纬度的增高而增加的变化格局与器测资料观测的最近 50 年我国东部增温分布的特点<sup>[38]</sup>是一致的. 图中还显示,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℃. 虽然器测资料观测的最近 50 年中国西部的增温分布<sup>[38]</sup>没有反映出这种高压状的分布格局(可能是由于青藏高原地区的气象观测站点过于稀疏之故),但青藏高原随海拔高度增加增温增大的趋势已有相关研究结果<sup>[39]</sup>相印证,说明模拟结果是可信的.

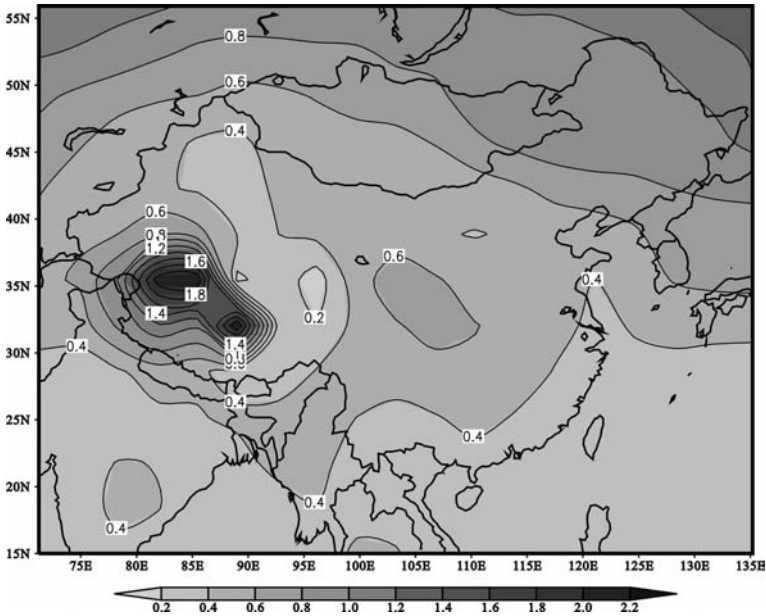


图 6 中国中世纪暖期最盛期(1125 - 1155 年)平均温度距平(相对于 1000 - 1990 年)分布

Fig. 6 The distribution of Chinese mean temperature anomalies with reference to the 1000 - 1990 mean temperature in the prime of the MWP (from 1125 to 1155 A. D.)

## 5 结论

在太阳辐射、火山活动、CO<sub>2</sub>与 CH<sub>4</sub>浓度变化强迫下的 1000 年长时间积分气候模拟试验得出的中世纪暖期具有如下特征:

- (1) 中世纪暖期是一个全球性现象. 但各地的中世纪暖期的增温幅度和变化位相上存在差异.
- (2) 中世纪暖期不是一个持续稳定的暖期,而是存在峰谷起伏变化,其中冷谷的持续时间为 40 - 80 年.
- (3) 全球平均的中世纪暖期出现在 1000 - 1280 年间. 其间南半球的温度变幅最大,北半球次之,全球最小. 中世纪暖期鼎盛期全球绝大部分地区增温明显,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.

(4) 中国的中世纪暖期出现在公元 1000 - 1260 年间,其间中国西部的年平均温度距平变幅最大,东部最小,全国平均介于二者之间. 中世纪暖期鼎盛期整个中国区域温度距平都是正值. 中国东部的增温呈带状分布,且由南向北增温幅度加大,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. 这种分布和变化格局与现代中国增温的器测记录及相关研究具有一致性,但也存在一定差异. 这一方面反

映全球模式在模拟区域温度变化方面存在一定局限;另一方面由于重建资料点较少,加上区域特点明显,使得两者之间不可避免地产生误差。这正是今后研究工作中有待解决的关键问题。

(5)这个模拟试验是在改变太阳辐射、火山活动、CO<sub>2</sub>与CH<sub>4</sub>浓度等因子的情况下进行的,说明太阳辐射、火山活动、CO<sub>2</sub>与CH<sub>4</sub>浓度都是形成中世纪暖期的主控因子。至于各因子各自对中世纪暖期形成的贡献,还有待进行单因子和多因子的敏感性试验进一步探讨。

致谢:感谢德国 GKSS 研究中心提供研究经费和良好的工作条件,感谢 Phil Jones 教授和杨保博士提供观测和重建资料,感谢 Hans von Storch 教授、陈星教授和 Eduardo Zorita 博士在模式运行、资料转换和分析中提供的帮助。

## 6 参考文献

- [1] Lamb H H. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1965, **1**: 13 - 37.
- [2] Hughes M K, Diaz H F. Was there a Medieval Warm Period, and if so, where and when? *Climatic Change*, 1994, **26**: 109 - 142.
- [3] Grove J M, Switsur V R. Glacial geological evidence for the Medieval Warm Period. *Climatic Change*, 1994, **26**: 143 - 169.
- [4] Crowley T J, Lowery T S. How warm was the Medieval Warm Period? *Ambio*, 2000, **29**: 51 - 54.
- [5] Bradley R S, Hughes M K, Diaz H F. Climate in Medieval Time. *Science*, 2003, **302**: 404 - 405.
- [6] Soon W, Baliunas S, Idso C, *et al.* Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: reappraisal. *Energy and Environment*, 2003, **14**(2): 233 - 296.
- [7] Mann M E, Jones P D. Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophysical Research Letters*, 2003, **30**(15): 5 - 9.
- [8] Yang B, Braeuning A, Johnson K R. General Characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. *Geophysical Research Letters*, 2002, **29**(9): 38 - 42.
- [9] 竺可桢. 中国近五千年来的气候变迁的初步研究. *中国科学*, 1973, (2): 168 - 189.
- [10] 施雅风, 姚檀栋, 杨保. 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)*, 1999, 29(增刊 1): 79 - 86.
- [11] 羊向东. 西门错地区 2000 年来的花粉组合与古气候. *微体古生物学报*, 1996, **13**(4): 437 - 440.
- [12] 钟巍, 王立国, 李 德. 塔里木盆地南缘 9 - 14 世纪期间气候环境特征研究. *干旱区资源与环境*, 2004, **18**(3): 22 - 27.
- [13] 满志敏, 张 晔. 中国东部 4000 aBP 以来的气候冷暖变化. 见: 施雅风总主编, 张丕远本卷主编. *中国历史气候变化*. 济南: 山东科学技术出版社, 1996, 281 - 300.
- [14] 葛全胜, 郑景云, 方修琦等. 过去 2000 年中国东部冬半年温度变化. *第四纪研究*, 2002, **22**(2): 166 - 173.
- [15] 张德二. 我国“中世纪温暖期”气候的初步推断. *第四纪研究*, 1993, **13**(1): 7 - 15.
- [16] 金章东, 沈 吉, 王苏民等. 岱海的“中世纪暖期”. *湖泊科学*, 2002, **14**(3): 209 - 216.
- [17] 任国玉, 张兰生. 中世纪温暖期气候变化的花粉化石记录. *气候与环境研究*, 1996, **1**(1): 81 - 86.
- [18] 沈 吉, 张恩楼, 夏威岚. 青海湖近千年来气候环境变化的湖泊沉积记录. *第四纪研究*, 2001, **21**(6): 508 - 513.
- [19] 罗建育, 陈镇东. 台湾高山湖泊沉积记录指示的近 4000 年气候与环境变化. *中国科学(D 辑)*, 1997, **27**(4): 366 - 372.
- [20] 康兴成, 张其花, Lisa J, 等. 青海都兰过去 2000 年来的气候重建及其变迁. *地球科学进展*, 2000, **15**(2): 215 - 221.
- [21] 杨 保. 青藏高原地区过去 2000 年来的气候变化. *地球科学进展*, 2003, **18**(2): 285 - 291.



- [22] 王绍武,蔡静宁,朱锦红. 中国气候变化的研究. 气候与环境研究,2002,7(2):137-145.
- [23] Crowley T J. Causes of climate change over the last 1000 years. *Science*, 2000, **289**: 270-277.
- [24] Legutke S, Voss R. The Hamburg Atmosphere-Ocean Coupled Circulation Model ECHO-G. Technical Report No. 18. Hamburg, Germany:German Climate Computer Center(DKRZ), 1999:1-74.
- [25] Roeckner E, Arpe K, Bengtsson L, *et al.* The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. Max Planck Institut für Meteorologie, Report No. 218. Germany: Hamburg, 1996:1-195.
- [26] Wolff J O, Reimer E M, Legutke S. The Hamburg Ocean Primitive Equation Model HOPE. Technical Report No. 13. Hamburg, Germany:German Climate Computer Center(DKRZ), 1997:1-110.
- [27] Raible C, Luksch U, Fraedrich K, *et al.* North Atlantic decadal regimes in a coupled GCM simulation. *Climate Dynamics*, 2001, **18**: 321-330.
- [28] Baquero-Bernal A, Latif M, Legutke S. On dipole-like variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. *Journal of Climate*, 2002, **15**(11):1358-1368.
- [29] Marsland S J, Latif M, Legutke S. Variability of the Antarctic Circumpolar Wave in a coupled ocean-atmosphere model. *Ocean Dynamics*, 2003, **53**(4): 323-331.
- [30] Gonzalez-Ruoco F, von Storch H, Zorita E. Deep soil temperature as proxy for surface air-temperature in a coupled model simulation of the last thousand years. *Geophysical Research Letters*, 2003, **30**: 2116-2114.
- [31] Usoskin I, Solanki S, Schuessler M, *et al.* Millennium-scale sunspot number reconstruction: evidence for an unusual active sun since the 1940s. *Physical Review Letters*, 2003, **91**:2116-2114.
- [32] Robock A, Free M. The volcanic record in ice cores for the past 2000 years. In: Jones P, Bradley R, Jouzel J eds. Climatic variation and forcing mechanisms of the last 2000 years. New York: Springer-Verlag, 1996: 533-546.
- [33] Etheridge D, Steele L P, Langenfelds R L, *et al.* Morgan Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO<sub>2</sub> over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *Journal of Geophysical Research*, 1996, **101**: 4115-4128.
- [34] Blunier T, Chappellaz J A, Schwander J, *et al.* Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, 1995, **374**: 46-49.
- [35] Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, *et al.* High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, 1998, **8**: 455-471.
- [36] 刘 健, von Storch H, 陈 星等. 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, 2005, **50**(20):2251-2255.
- [37] Berger A, Loutre M F, Tricot C. Insolation and earth's orbital periods. *Journal of Geophysical Research*, 1993, **98**(D6): 10341-10362.
- [38] 秦大河总主编. 王绍武,董光荣主编. 中国西部环境演变评估(第一卷). 北京:科学出版社, 2002: 54-56.
- [39] Liu Xiaodong, Chen Baode. Climatic warming in Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology*, 2000, **20**: 1729-1742.