

近千年来南北半球气候变化模拟比较

况雪源^{*}, 刘健^{*}, 王红丽, 王苏民

湖泊与环境国家重点实验室, 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008;

广西壮族自治区气候中心, 南宁 530022

^{*} 联系人, E-mail: jianliu@niglas.ac.cn

2007-12-10 收稿, 2008-02-21 接受

中国科学院知识创新工程重要方向项目(批准号: KZCX2-YW-315, KZCX2-YW-319)、国家重点基础研究发展计划(批准号: 2004CB720200)和国家自然科学基金项目(批准号: 40475035, 40672210)资助

摘要 依据全球海气耦合气候模式 ECHO-G 近千年积分的模拟结果, 对南、北半球气温及降水变化的相似性和差异性进行了分析, 并探讨了造成南、北半球气候变化异同性的可能原因. 结果表明: (1) 南、北半球平均气温在年际、年代际、百年际尺度上变化位相基本一致; 但从气候阶段转变的时间来看, 北半球年平均温度正负距平的转变明显提前于南半球; 从距平的振幅变化来看, 北半球明显大于南半球. (2) 对降水而言, 年代际及百年际尺度上的变化南、北半球基本同相, 而在年际尺度上的变化两者反相, 且年际及年代际的正相关主要体现在中、高纬地区, 年际负相关主要体现在低纬地区. (3) 中世纪暖期南、北半球的增暖幅度相差不大, 而现代暖期北半球的增暖幅度明显大于南半球; 现代暖期北半球高纬地区气温大幅上升, 而南半球高纬地区气温有所下降, 呈现出明显的反相变化特征, 这是中世纪暖期温室气体浓度保持在较低水平时所不具有的一个气候特征. 其机理有待进一步研究.

关键词
近千年
南、北半球
气候变化
ECHO-G
模拟

过去一千年是衔接地质记录与器测资料的重要时期, 这一时期, 人类活动对地球环境施加的影响日益加剧, 与自然变化相互叠加, 构成了复杂多变的地球环境与生态系统. 理解和认识这一时期全球气候变化特征, 分清人类活动及自然变率在气候变化中的作用, 对于未来气候和环境变化的预估有着极为重要的理论价值. 与更长历史时期气候研究相比, 近千年来气候代用指标较多, 记录分辨率较高, 国内外科学家们根据海洋、黄土、湖泊沉积、冰芯、树轮和珊瑚等重建了反映全球气候变化的代用资料, 结合现代仪器观测资料及数值模拟结果, 通过统计诊断分析技术, 对近千年的气候变化作了大量的研究, 取得了非常重要的研究成果^[1~7]. 为了从更宽广的时空变化角度来理解气候的变迁, Briffa等人^[8~10]利用北半球高纬的树木年轮资料, Crowley等人^[11], Overpeck等人^[12], Jones等人^[13], Mann等人^[14], Wang^[15]亦分别利用各种代用资料, 重建了过去几个世纪甚至千年的全球或半球平

均温度变化序列, 为研究全球气候变化提供了重要的定量依据. 王绍武等人^[16]比较了上述千年气温变化序列, 对重建与模拟千年气温变化的不确定性进行了讨论, 指出由于南半球代用资料及与器测资料的相关性远低于北半球, 所以其对气候变化的指示意义具有更大的不确定性. 葛全胜等人^[17], Yang^[18]初步重建了中国近 2000 年温度序列. 王绍武等人^[19]根据各种代用资料建立了中国 10 个区域的温度序列, 分析了中世纪暖期、小冰期及现代暖期温度变化特征, 指出中国东西部气候存在明显差异. 王绍武等人^[20], 初子莹等人^[21]还从不同的角度对国内外近千年温度变化的研究进行了总结, 认为就北半球或全球平均而言, 20 世纪后期的变暖很可能是近千年来最强的, 并指出对近千年气温变化的模拟还存在一定的不确定性.

尽管如此, 由于古气候研究的大量工作基本还停留在对某些地点的地质资料或历史气候代用资料的分析上, 资料的分辨率较低, 局地性强, 具有一定

时空局限性和不确定性, 加上研究手段和方法各异, 对近千年来区域历史气候变化的特征和过程的认识存在较多争议, 如3个特征时期起迄时间的确定? 中世纪暖期与现代暖期的增温幅度哪个更为明显? 2个暖期内部动力学及外部强迫因子的影响机制有何差异? 等等. 此外, 利用代用资料反演气候变化的工作大部分集中于北半球中高纬地区的温度变化上, 南半球的代用资料序列很少且不确定性较大, 使得对南半球近千年气候变化缺少细致的探讨, 限制我们较好地系统了解全球气候的时空变化特征. 众所周知, 南、北半球大气作为气候系统的重要组成部分, 有很强的相互作用, 缘于太阳辐射年变化所造成的大气环流的季节变化和越赤道气流是热带季风的第一推动力^[22]. 近年来, 南半球的环流异常对东亚季风的影响已成为研究热点, 人们利用器测资料及数值模拟等方法揭示了现代南、北半球环流相互作用对北半球季风及热带、副热带天气系统影响的事实^[23]. 所以探讨南、北半球气候变化的异同性对我们更进一步了解和预测全球气候变化具有重要意义. 但由于对南半球气候变化的研究主要集中于对近50 a器测资料及数值模拟结果的分析, 以及对万年以上尺度冰芯重建资料的分析上^[24,25], 对南半球近千年来气候变化的认识比较缺乏, 诸如南、北半球近千年来气候变化的认识是否一致? 其不同特征时期的气候态有何差异? 等等科学问题还尚未研究. 鉴于此, 我们通过现代气候研究新手段——气候模拟来弥补仅用代用资料研究的不足, 根据全球海气耦合模式ECHO-G提供的1000 a长时间积分模拟资料对南、北半球近千年来不同时间尺度气候变化的一致性和差异性进行分析, 并对其可能的成因进行探讨, 这对于我们全面地认识近千年来气候变化的规律, 更好地预测未来气候的变化趋势将提供有益的理论参考.

1 模式及模拟方案简介

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^[26]. 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, 它以原始方程为基础, 采用混合 p - σ 混合坐标, 水平分辨率为T30, 相当于 $3.75^\circ \times 3.75^\circ$, 垂直分19层, 其中200 hPa以上有5层, 模式顶层为30 hPa, 相当于30 km. 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 min, 辐射计算为2 h间隔. 海洋模式HOPE-G^[27]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.

利用这个模式进行的1000 a长时间积分模拟试验包括控制试验(固定强迫条件)和真实强迫试验. 2个试验均从901 a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 a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 浓度场为外强迫. 该试验在1000 a左右达到稳定态, 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、 CO_2 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^[28], 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^[29], 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^[30,31]. 图1给出了上述强迫因子的时间变化. 本文所用分析资料即为ECHO-G真实强迫试验的千年长时间积分模拟结果. 该模式在现代气候模拟和古气候模拟研究中均得到较为可靠的验证, 反映其气候

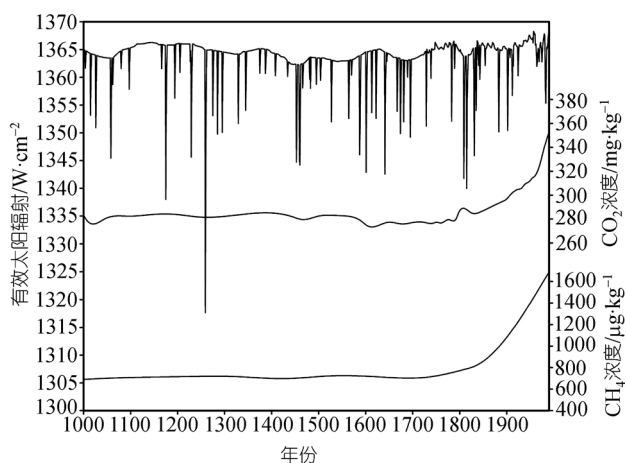


图1 ECHO-G 近千年真实强迫试验的外强迫因子随时间的变化

模拟能力在现有的海气耦合气候模式中具有世界领先水平 [32-36]。

2 近千年来南北半球气候变化分析

2.1 气温

从南、北半球及全球年平均气温距平 31 a 滑动平均变化来看(图 2), 三者在整个上有较为一致的位相变化, 按其距平值是否大于零可分为偏暖、偏冷和偏暖 3 个阶段, 以及 2 个在零值上下小振荡波动的过渡期。南、北半球平均气温变化的相关系数达 0.83, 表明变化一致是两者主要的共同点。

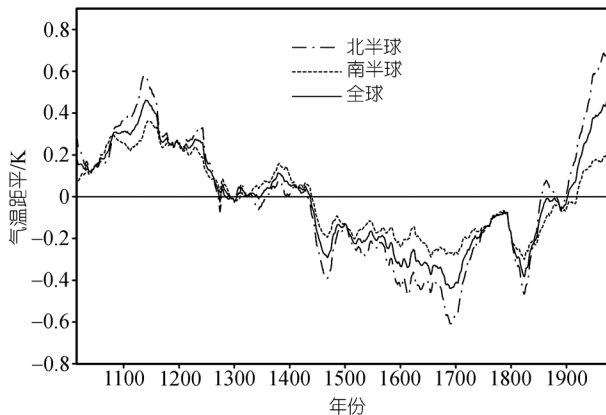


图 2 近千年年平均气温距平模拟序列的 31 a 滑动平均值

虽然南、北半球平均气温的整体变化较为一致, 但从细节来看, 两者亦有明显的差别。首先, 从气候阶段转变的时间来看, 北半球年平均温度正负距平的转变明显提前于南半球: 北半球年平均气温从正距平变为负距平, 从而标志偏暖期结束的时间出现在 1284 年, 而南半球出现在 1292 年, 两者相差了约 8 a 的时间, 全球平均出现在 1291 年; 从过渡期向偏冷期转变北半球出现在 1431 年, 南半球出现在 1440 年, 全球平均出现在 1437 年; 气温从负距平向正距平转变, 标志偏冷期结束的时间北半球出现在 1900 年、南半球出现在 1920 年、全球平均出现在 1903 年。其次, 从距平的变幅来看, 北半球明显大于南半球, 北半球近千年年平均气温距平位于 $-1.08 \sim -0.99$ K 之间, 振幅达 2.07 K; 而南半球年平均气温距平变化为 $-0.72 \sim -0.58$ K, 振幅为 1.30 K。

我们采用 Morlet 小波分析方法研究近千年平均气温变化中年际、年代际及百年际以上尺度变化。从北半球年平均气温序列的小波分析结果来看(图 3), 小波方差在 1024 a 周期尺度上达到最大峰值, 表明

千年尺度是其变化的最主要特征。除此之外, 小波方差分别在 294.1, 128.0 及 27.9 年尺度上亦出现峰值, 但方差值均比千年尺度小得多, 表明在千年尺度变化的大背景之上, 北半球气温还有明显的百年际及年代际尺度的变化。用同样的方法对南半球进行分析(图略), 可以看到千年尺度变化仍为南半球年平均气温变化的主要特征, 其百年际尺度变化在 294.1 a 处出现峰值, 年代际变化在 46.5, 32.0 a 处出现峰值。从小波能量的变化来看, 其千年尺度的变化能量弱于北半球, 而年际变化的能量近千年来均强于北半球。

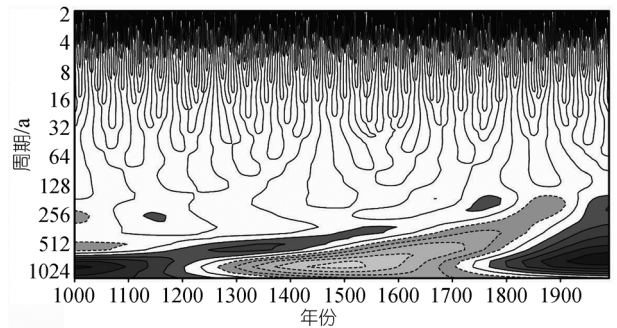


图 3 北半球近千年平均气温模拟序列的小波变换

2.2 降水

南、北半球降水的变化亦可分为偏多、偏少和偏多 3 个阶段(图 4), 其时段分界线与温度的较为一致, 但在各个时期距平波动较温度明显加大。从图 4 中我们还可明显看出, 北半球降水的距平振幅变化比南半球大, 这点与气温的变化相似。然而不难发现, 在千年尺度变化相似的背景上, 南、北半球降水却呈现较明显的反相变化特征。

图 5 是北半球降水序列的小波分析结果。由图 5 可知, 北半球降水的小波方差亦在 1024 a 上达到峰值

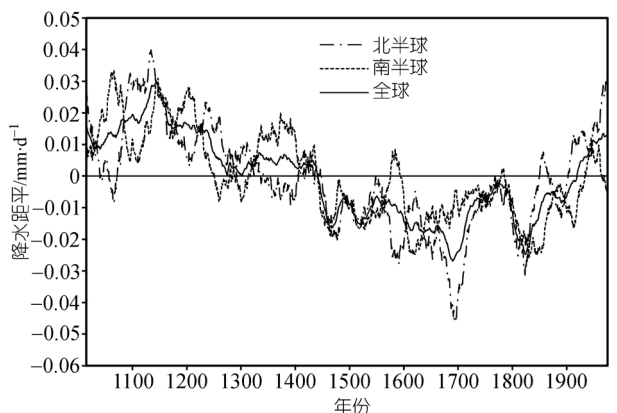


图 4 近千年降水距平模拟序列的 31 a 滑动平均值

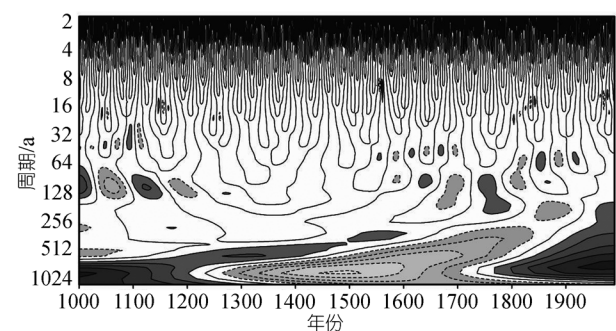


图 5 北半球近千年年平均降水率模拟序列的小波变换

值, 在千年尺度上经历了正、负、正的转换, 呈现出偏多、偏少和偏多的变化特征; 在这个大背景上, 其次峰值出现在 128.0 a 处, 表明百年际尺度的变化亦占了一定的比例, 且这种变化在 1000~1200 年、1650~1900 年表现较明显. 而 100 a 以下的年际及年代际变化方差在近千年以来分布比较均匀, 表明这种短时间尺度的变化比较平稳. 相对而言, 虽然南半球降水小波方差亦在 1024 a 达到峰值(图略), 但从小波能量的变化来看, 20 a 以内的年际变化及年代际振荡较北半球更为突出.

2.3 南北半球气温、降水的相关分析

为了定量研究南、北半球气候变化的对应关系, 我们对两者进行相关分析. 从表 1 中可以看到, 南、北半球年平均气温在不同尺度都呈明显的正相关, 其原始序列的相关系数为 0.835, 101 a 滑动平均的相关高达 0.954, 这表明南、北半球的年平均气温在年际、年代际和百年际尺度上变化都较为一致, 同相变化是南、北半球气温变化的主要特征. 而降水的相关情况则不然, 南、北半球年平均降水的原始序列为负

相关, 相关系数为-0.681, 其原始序列与 5 a 滑动序列差(反映年际变化)的相关达-0.911, 5 a 滑动相关很小, 为-0.081, 但从 11~101 a 滑动相关都为正值并逐渐增大, 表明降水在年代际及百年际尺度上的变化基本同相, 而在年际尺度上的变化是反相的, 而且这种年际上的反相变化在对末次冰期重建资料的分析中已得到证实 [24].

由于降水变化具有显著的空间不均匀性, 降水大部分集中在中低纬地区, 由此引出一个问题: 南、北半球降水年际变化上的反相和年代际尺度以上的同相变化主要体现在哪些区域? 我们按南半球高纬(90°~60°S)、南半球中纬(60°~30°S)、南半球低纬(30°S~0)、北半球低纬(0°~30°N)、北半球中纬(30°~60°N)、北半球高纬(60°~90°N)划分为 6 个纬度带进行比较分析. 表 2 给出了南、北半球对应纬度带降水的相关系数. 由表可见, 南、北半球中、高纬地区降水在年际变化上(原始序列减 5 a 滑动序列)为微弱负相关, 在其他尺度上均为正相关; 低纬地区的情况则明显不同, 在年际尺度上相关系数达-0.912, 达到 99%的置信度. 其在 11 a 滑动平均上亦为负相关, 相关为-0.318, 在 31 a 滑动平均上相关不显著, 在 101 a 滑动平均上是正相关, 相关系数为 0.231. 这表明表 1 中南、北半球的降水的年际负相关主要体现在低纬地区, 而年代际的正相关主要体现在中、高纬地区. 由于模拟结果中低纬地区降水分别为南、北半球降水的 51%和 47%, 占了较大的比重, 所以南、北半球降水年际上的相关与低纬地区较一致是容易理解的. 那么南、北半球低纬地区降水呈显著负相关的机理是什么? 这可能与低纬地区越赤道气流的强弱相联系, 是一个值得深入探讨的问题, 我们将另文

表 1 近千年来南、北半球平均气温、降水相关

相关系数	原始序列	原始序列减 5 a 滑动序列	5 a 滑动序列	11 a 滑动序列	31 a 滑动序列	101 a 滑动序列
平均气温	0.835	0.547	0.879	0.892	0.920	0.954
降水	-0.681	-0.911	-0.081	0.236	0.525	0.836

表 2 南、北半球对应区域降水相关

相关系数	原始序列	原始序列减 5 a 滑动序列	5 a 滑动序列	11 a 滑动序列	31 a 滑动序列	101 a 滑动序列
高纬地区	0.228	-0.046	0.463	0.556	0.654	0.727
中纬地区	0.182	-0.002	0.492	0.622	0.721	0.766
低纬地区	-0.843	-0.912	-0.548	-0.318	0.030	0.231

讨论.

上述低纬地区降水的反相现象在观测资料中是否存在? 图 6 给出了 1950~1990 年全球降水格点重建资料PREC^[37]南、北半球低纬地区降水变化的对比情况. 由图可见, 南、北半球低纬地区降水的相关系数为-0.226, 距平反号率达 61%, 这种年际上的反相特征还是比较明显的, 表明我们从模拟资料分析得出的结论与观测事实基本一致.

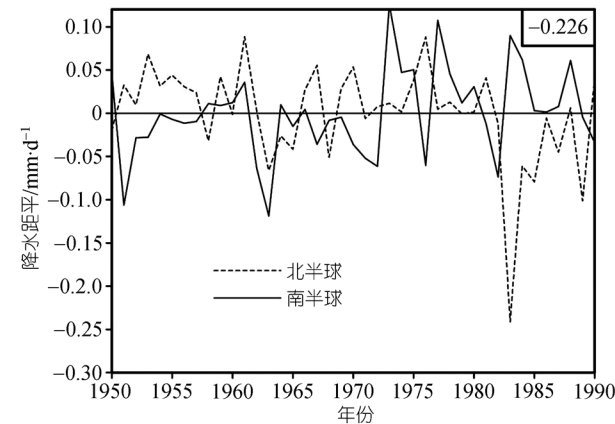


图 6 南、北半球低纬地区 1950~1990 年降水距平观测值

3 特征时期南北半球气候变化比较

3.1 各特征时期的确定

上一节中所指的 3 个冷暖特征时期, 与人们对历史气候重建资料的研究相对应, 分别称之为中世纪暖期、小冰期及现代暖期, 但各个时期在时间上的确切划分还存在一定的争议^[38~41]. 对ECHO-G中各特征时期的确定, 文献^[36,42]中已有提及, 基本是采用平均值大于零的方法来确定, 具有一定的参考价值. 但为了更科学地区分各个不同时期, 我们利用Mann-Kendall突变检验法对全球平均气温进行了分析, 得出其突变点主要发生在 1280 年; 且众多研究表明其在 1920 年前后亦出现了明显的突变^[43~47], 所以将现代暖期的起点取为 1920 年. 基于上述分析, 我们将模拟资料的中世纪暖期取为 1000~1280 年, 小冰期为 1440~1900 年, 现代暖期为 1920~1990 年, 下面分别对各特征时期南、北半球气候变化特点进行对比分析.

3.2 特征时期南北半球气候特点

从表 3 中可以看到, 不同特征时期北半球的温度变幅均大于南半球. 中世纪暖期时, 北半球的温度距平为 0.285 K, 而南半球为 0.208 K, 北半球的增暖幅

度略大于南半球(0.077 K); 现代暖期时, 北半球的温度距平高达 0.570 K, 是中世纪暖期温度距平的 2 倍, 而南半球温度距平只有 0.175 K, 比中世纪暖期时低 0.033 K, 南、北半球增温幅度相差 0.395 K, 北半球的增暖远较南半球明显. 这与IPCC报告中的观测事实有一致性^[45]. 另外, 小冰期时, 北半球的降温幅度(-0.269 K)亦大于南半球(-0.168 K). 从降水的变化来看, 南、北半球中世纪暖期和现代暖期降水皆为正距平, 而小冰期为负距平, 表明暖期对应降水偏多, 冷期对应降水偏少. 但从量值上来看, 中世纪暖期南、北半球的数值分别为 0.015 和 0.014 mm/d, 相差甚微; 而现代暖期, 北半球的正距平达 0.019 mm/d, 而南半球却只有 0.0003 mm/d, 相差甚远.

表 3 不同区域各特征时期气温和降水的距平值

要素	区域	中世纪暖期	小冰期	现代暖期
平均气温/K	南半球高纬	0.397	-0.190	-0.501
	南半球中纬	0.224	-0.168	0.058
	南半球低纬	0.145	-0.163	0.440
	南半球	0.208	-0.168	0.175
	北半球低纬	0.157	-0.183	0.515
	北半球中纬	0.377	-0.320	0.549
	北半球高纬	0.513	-0.450	0.836
	北半球	0.285	-0.269	0.570
	北半球	0.285	-0.269	0.570
降水/mm·d ⁻¹	南半球高纬	0.019	-0.012	-0.010
	南半球中纬	0.015	-0.007	-0.019
	南半球低纬	0.012	-0.013	0.017
	南半球	0.014	-0.011	0.0003
	北半球低纬	0.012	-0.011	0.026
	北半球中纬	0.022	-0.015	0.006
	北半球高纬	0.023	-0.019	0.032
	北半球	0.015	-0.014	0.019
	北半球	0.015	-0.014	0.019

表 3 中还给出了 6 个纬度带在各特征时期气候变化的差异. 从气温的变化来看, 中世纪暖期, 南、北半球均以高纬地区的距平值最高, 低纬地区最低, 对应纬度带距平值均是北半球高于南半球; 这种情况在小冰期同样存在, 小冰期北半球高纬地区的温度距平达到-0.450 K, 是南半球高纬地区的-0.190 K 的 2.37 倍, 同样, 中低纬地区北半球变幅也高于南半球; 但这种情况在现代暖期却出现了很大的变化, 从南半球中纬地区到北半球高纬地区温度距平都为正值, 且偏高的程度随纬度带的北移有明显的增强, 在南半球中纬只有 0.058 K, 而北半球高纬却达到了 0.836 K, 可是, 南半球高纬地区在现代暖期温度距平却为负值(-0.501 K). 这种在现代暖期全球大部分地区增

温的情况下,南半球高纬地区的温度不增反降的现象在IPCC对观测事实中也已提及^[45],南极和格陵兰岛冰芯记录反映的温度变化亦存在异相相关关系^[25].这种变化是什么原因导致的?是气候自然变率还是人类活动的影响?我们将在下节作初步分析.

降水的情况与温度的变化较为相似,即在中世纪暖期降水偏多、小冰期降水偏少,且北半球变化幅度比南半球大,高纬变化幅度比低纬变化幅度大.在现代暖期,南北半球低纬与北半球降水为正距平,而南半球中高纬地区却出现降水负距平.总而言之,现代暖期南、北半球中高纬地区不同相变化的特征在气温和降水中均有体现.

4 南北半球气候变化差异性的可能原因

从上面的分析中可以看到,南、北半球的气候变化虽有一致的地方,但亦有明显的差异.南、北半球气候变化差异是什么原因导致的呢?众所周知,南、北半球海陆分布不均,北半球陆地面积较大,陆地面积约占总面积的43%,而南半球则以海洋覆盖为主,陆地面积不到26%.由于海水的热容量远大于陆地,是后者的2~3倍,所以海洋下垫面对外强迫因子如太阳辐射、火山活动及温室气体浓度等的变化的响应均滞后于陆地下垫面.从半球尺度的分析来看,南半球气温变化滞后于北半球7~20 a左右.由于海洋的热容量高,导致南半球的气候变化幅度小于北半球,其千年尺度上的距平振幅亦明显小于北半球,这是很容易理解的.

我们更为关心的问题是现代暖期南、北半球特别是高纬地区气候变化的显著差异是何种原因造成的?研究表明,气候系统内部的动力热力学机制是造成气候变化空间性差异的内在原因,然而,外强迫因子对长期气候的演变起着更为重要的作用.为此,我们将图1中的外强迫因子与南、北半球及不同纬度带的气温作相关,以查看各种气候强迫因子对气候影响的空间差异.从表4中的相关系数来看,太阳活动对气候变化的影响在南、北半球有一定的差异,其与北半球平均气温变化的相关明显高于南半球,其中又以与低纬地区的相关较高,均达0.6以上,而与南半球高纬地区的相关只有-0.031.火山活动与各纬度带的相关介于0.18~0.27之间.我们将火山爆发的年份与南、北半球气温的低极值放在一起进行对比,发现两者基本对应,表明火山的爆发只是对气温低极值年的出现有明显作用,而与气温序列的整体相关却

不大.CO₂浓度与各纬度带气温的相关表明,其与南、北半球低纬地区平均气温的相关非常显著,分别达到了0.547和0.590,而与南半球中纬地区却只有0.132,并在南半球高纬地区出现反相关,相关系数为-0.241.CH₄浓度与各纬度带气温的相关情况与CO₂的类似.表明对温室气体浓度变化的响应北半球强于南半球,低纬地区强于高纬地区,而且在南半球高纬地区出现负相关.这说明,南、北半球高纬地区现代暖期气候反相变化这一中世纪暖期所不具有的气候特征与温室气体浓度有关,因为中世纪暖期时温室气体浓度保持在一个较低的水平上,南、北半球高纬地区并未出现气候的反相变化.至于其中的机理,是否由于温度气体浓度变化使得经向环流MOC的变化从而导致南北半球高纬地区气候“跷跷板”现象^[25]?还值得深入研究.

表4 不同纬度带平均气温与外强迫因子的相关

相关系数	太阳常数	火山活动	有效太阳辐射	CO ₂ 浓度	CH ₄ 浓度
南半球高纬	-0.031	0.080	0.065	-0.241	-0.352
南半球中纬	0.344	0.220	0.317	0.132	-0.017
南半球低纬	0.623	0.268	0.451	0.547	0.475
南半球	0.484	0.263	0.402	0.295	0.163
北半球低纬	0.662	0.270	0.465	0.590	0.517
北半球中纬	0.540	0.245	0.403	0.421	0.316
北半球高纬	0.500	0.181	0.330	0.401	0.308
北半球	0.628	0.262	0.447	0.521	0.421

5 结论与讨论

利用全球海气耦合气候模式ECHO-G的千年积分模拟资料,分析了南、北半球气温及降水变化特征的异同性及可能原因,发现南、北半球平均气温在年际、年代际、百年际尺度上变化较为一致,同相变化是南、北半球气温变化的主要特征.南、北半球的气温均存在千年尺度的长期变化,从这个尺度上可分为偏暖、偏冷和偏暖3个阶段.但从气候阶段转变的时间来看,北半球年平均温度正负距平的转变明显提前于南半球,从距平的振幅变化来看,北半球明显大于南半球.

对于降水而言,年代际及百年际尺度上的变化南、北半球基本同相,而在年际尺度上的变化是反相的.从不同纬度带来看,南、北半球的年际负相关主要体现在低纬地区,而年际及年代际的正相关主要体现在中、高纬地区.值得指出的是,对于耦合模式而言,降水的模拟结果的可靠性远比温度差,对于模

拟结果所反映出来的这一特征虽已在相关研究中得到初步证实,但其机理如何,仍有待进一步研究。

模拟还发现,中世纪暖期南、北半球的增暖幅度相差不大,而现代暖期北半球的增暖幅度明显大于南半球。特别地,现代暖期北半球高纬地区气温大幅上升,而南半球高纬地区气温有所下降,呈现出明显的反相变化特征,这是中世纪暖期温室气体浓度保持在较低水平时所不具有的一个气候特征。初步分析表明,这与温室气体浓度有关,至于其中的机理,

还有待进一步研究。

文中的结论是基于模拟资料得出的。模式的性能及强迫场、初始场的误差都会给模拟结果带来一定的误差,模拟结果具有较大的模式依赖性^[48],以后的研究中我们可以采用多模式集成分析来减少这种模拟结果的模式依赖性,并进一步利用器测和重建资料进行互补验证。但较之国内外开展较多的“20 世纪气候模拟”,千年气候模拟研究无疑为深入理解现代气候变化提供了更为广阔的视角,是亟待加强的领域。

致谢 感谢 GKSS 研究中心提供的工作条件,以及 Dr. Eduardo Zirita 在模式模拟与资料分析中提供的帮助。

参考文献

- 1 Lamb H H. The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1965, 1: 13—37
- 2 Lamb H H. *Climate Present, Past and Future*. London: Methuen, 1977, 2: 1—57
- 3 Oerlemans J. Extracting a climatic signal from 169 glacier records. *Science*, 2005, 308: 675—677 [\[DOI\]](#)
- 4 Dahj-Jensen D, Mosgaard K, Gundestrup N, et al. Past temperatures directly from the Greenland ice sheet. *Science*, 1998, 282: 268—271 [\[DOI\]](#)
- 5 Huang S P, Pollack H N, Shen P Y. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperature. *Nature*, 2000, 403: 756—758 [\[DOI\]](#)
- 6 Soon W, Baliunss S, Idso C, et al. Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: Reappraisal. *Energ Environ*, 2003, 14(2-3): 233—296 [\[DOI\]](#)
- 7 Esper J, Cook E R, Schweingruber F H. Low-frequency signals in long Tree-ring Chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science*, 2002, 295: 2250—2253 [\[DOI\]](#)
- 8 Briffa K R, Jones P D. Tree-ring density reconstructions of summer temperature variation across western north America since 1600. *J Clim*, 1992, 5: 735—753 [\[DOI\]](#)
- 9 Briffa K R, Osborn T J. Seeing the wood from the trees. *Science*, 1999, 284: 926—927 [\[DOI\]](#)
- 10 Briffa K R, Osborn T J, Schweingruber F H, et al. Low-frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *J Geophys Res*, 2001, 106: 2929—2941 [\[DOI\]](#)
- 11 Crowley T J, Lowery T S. How warm was the Medieval Warm Period? A comment on man-made versus natural climate change. *Ambio*, 2000, 39: 51—54 [\[DOI\]](#)
- 12 Overpeck J, Hughen K, Hardy D, et al. Arctic Environmental change of the last four centuries. *Science*, 1997, 278: 1251—1256 [\[DOI\]](#)
- 13 Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, et al. High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: Interpretation, integration and comparison with general circulation model control-run temperatures. *Holocene*, 1998, 8(4): 455—471 [\[DOI\]](#)
- 14 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Northern hemisphere temperature during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 759—762 [\[DOI\]](#)
- 15 Wang S. Climatic variations during the last millennium, In: Ye D Z, ed. *Climate, Environment and Geophysical Fluid Dynamics*. Beijing: China Meteorological Press, 1993. 56—63
- 16 王绍武, 谢志辉, 蔡静宁, 等. 近千年全球平均气温变化的研究. *自然科学进展*, 2002, 12(11): 1145—1149
- 17 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
- 18 Yang B. Climatic variations in China over the last 2000 years. *Chin Geogr Sci*, 2001, 11(2): 97—103 [\[DOI\]](#)
- 19 王绍武, 闻新宇, 罗勇, 等. 近千年中国温度序列的建立. *科学通报*, 2007, 52(8): 958—964
- 20 王绍武, 罗勇, 闻新宇, 等. 近千年全球温度变化研究的新进展. *气候变化研究进展*, 2007, 3(1): 14—19

- 21 初子莹, 任国玉. 近千年温度变化研究的回顾与展望. 气候与环境研究, 2005, 10(4): 818—825
- 22 曾庆存, 李建平. 南北两半球大气的相互作用和季风的本质. 大气科学, 2002, 26(4): 433—448
- 23 范可, 王会军. 有关南半球大气环流与东亚气候的关系研究的若干新进展. 大气科学, 2006, 30(3): 403—412
- 24 Wang X F, Auler A S, Edwards R L, et al. Lawrence Edwardsa, et al. Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 3391—3403 [\[DOI\]](#)
- 25 Steig E J. The south-north connection. *Nature*, 2006, 444: 152—153 [\[DOI\]](#)
- 26 Legutke S, Voss R. The Hamburg Atmosphere-Ocean Coupled Circulation Model ECHO-G. Technical Report No.18. Hamburg: German Climate Computer Center (DKRZ), 1999
- 27 Wolff J O, Maier-Reimer E, Legutke S. The Hamburg Ocean Primitive Equation Model. Technical Report No 13. Hamburg: German Climate Computer Center (DKRZ), 1997. 98
- 28 Usoskin I, Solanki S, Schuessler M, et al. Millennium-scale sunspot number reconstruction: Evidence for an unusual active sun since the 1940s. *Phys Rev Lett*, 2003, 91: art. 211101 [\[DOI\]](#)
- 29 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
- 30 Etheridge D, Steele L P, Langenfelds R L, et al. Morgan Natural and anthropogenic changes in atmospheric CO₂ over the last 1000 years from air in Antarctic ice and firn. *J Geophys Res*, 1996, 101: 4115—4128 [\[DOI\]](#)
- 31 Blunier T, Chappellaz J A, Schwander J, et al. Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature*, 1995, 374: 46—49 [\[DOI\]](#)
- 32 Baquero-Bernal A, Latif M, Legutke S. On dipole-like variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. *J Clim*, 2002, 15(11): 1358—1368 [\[DOI\]](#)
- 33 Marsland S J, Latif M, Legutke S. Variability of the Antarctic Circumpolar Wave in a coupled ocean-atmosphere model. *Ocean Dyn*, 2003, 53(4): 323—331 [\[DOI\]](#)
- 34 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. *Geophys Res Lett*, 2003, 30(21): 2116, doi: 10.1029/2003GL018264 [\[DOI\]](#)
- 35 Raible C, Luksch U, Fraedrich K, et al. North Atlantic decadal regimes in a coupled GCM simulation. *Clim Dyn*, 2001, 18: 321—330 [\[DOI\]](#)
- 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 Chen M, Xie P, Janowiak J E, et al. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *J Hydrometeorol*, 2002, 3: 249—266 [\[DOI\]](#)
- 38 Keigwin L D. The little ice age and medieval warm period in the Sargasso Sea. *Science*, 1996, 274: 1504—1508 [\[DOI\]](#)
- 39 Edward R C, Esper J, Rosanne D. Extra-tropical Northern hemisphere land temperature variability over the past 1000 years. *Quat Sci Rev*, 2004, 23: 2063—2074 [\[DOI\]](#)
- 40 Marcela A C. Climatic Fluctuations in the central region of Argentina in the last 1000 years. *Quat Intl*, 1999, 62: 35—47
- 41 Bodri L, Cermak V. Climate change of the last millennium inferred from borehole temperatures: Regional patterns of climatic change in the Czech Republic. *Glob Planet Change*, 1999, 21: 225—235 [\[DOI\]](#)
- 42 高建慧. 中国中世纪暖期气候模拟研究. 硕士学位论文. 南京: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 2007. 7—8
- 43 Jones P D. Hemispheric surface air temperature variations: A reanalysis and an update to 1993. *J Clim*, 1994, 4: 1794—1802
- 44 Hansen J E, Ruedy R, Glascoe J, et al. GISS analysis of surface temperature change. *J Geophys Res*, 1999, 104: 30997—31022 [\[DOI\]](#)
- 45 IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007. 996
- 46 符淙斌, 王强. 气候变化的定义和检测方法. 大气科学, 1992, 16(4): 482—493
- 47 曾昭美, 严中伟, 叶笃正. 20 世纪两次全球增暖事件的比较. 气候与环境研究, 2003, 8(3): 319—330
- 48 Zhou T J, Yu R C. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J Clim*, 2006, 19(22): 5843—5858 [\[DOI\]](#)