

过去千年中国北方气候的年代际变化及其 同大气环流的联系:基于 CCSM4 模拟试验

徐婷婷,石正国

(中国科学院地球环境研究所 黄土与第四纪地质国家重点实验室,西安 710075)

摘要:利用 CCSM4 模拟实验结果对过去千年中国北方季风区、干旱区的温度与降水,以及其与北大西洋涛动、南方涛动的关系进行了分析。研究发现在中世纪暖期、小冰期和 20 世纪增暖期,两区域都存在暖湿—冷干—暖湿的变化,且具有显著的年代际变率。这同地质记录较为一致,显示了 CCSM4 在中国北方有很好的模拟能力。周期分析表明,两区域的温度和降水均有共同的显著周期;但不同区域存在一定差异。北大西洋涛动与温度有准 50 年,与降水有准 80 年的共同周期;南方涛动与温度有准 70 年,与降水有准 80 年的共同周期。且在年代际尺度上,两个涛动大体上与两区域的气候存在显著相关。因此,大尺度气候模态变化对过去千年中国北方气候年代际变率具有非常重要的影响。

关键词:过去千年;年代际变化;北大西洋涛动;南方涛动

中图分类号: P467;P534.63 **文献标志码:** A **文章编号:** 1674-9901(2012)02-0835-10

Multi-decadal-scale climatic variation in northern China during the last millennium and its correlation with atmospheric circulation: Results from CCSM4 Simulation

XU Ting-ting, SHI Zheng-guo

(State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment,
Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China)

Abstract: Based on the CCSM4 results, the variations of the temperature and precipitation in the monsoonal and arid zones of northern China during the last millennium and their correlations with North Atlantic Oscillation (NAO) and Southern Oscillation (SO) are analyzed. Consistent with various geological records, a simulated “warm—humid, cold—dry, warm—humid” shift is clearly shown in both regions during Medieval Warm Period, Little Ice Age and Current Warm Period, which proves the performance of CCSM4 in northern China. Power spectrum analysis show that temperature, as well as precipitation, in both zones have common periodicities, however, differences exist between zones. NAO owns the common periodicities of quasi-50 yr with temperature, and of quasi-80 yr with precipitation. SO and temperature have quasi-70 yr periodicity in common while SO and precipitation have quasi-80 yr periodicity. Moreover, NAO and SO correlate significantly with both the monsoonal and arid climate variations on multi-decadal scale. Thus, the large-scale atmospheric circulation could exert great influences on the multi-decadal-scale climatic variation in northern China during the last millennium.

Key words: Last millennium; Multi-decadal variation; NAO; SO

亚洲季风影响范围大,时空变化显著,尤其是夏季季风引起的降水,与全球近 60% 人口的生产生活息息相关。

收稿日期:2012-02-10

基金项目:中科院重点部署项目(KZZD-EW-04-07);国家重点基础研究规划项目(2013CB955904);中科院重要方向项目(KZCX2-EW-114)

通讯作者:徐婷婷, E-mail: xutt@ieecas.cn

息相关。中国地处东亚季风区,东亚夏季风从海洋携带大量的水汽,直接影响夏季降水(竺可桢, 1934)。由于东亚夏季风变异的影响,我国夏季旱涝灾害频繁,如1976年后华北地区的持续干旱,1998年长江流域、松花江和嫩江流域特大洪涝。旱涝作为严重的气象灾害,仅20世纪70年代后半期以来,就造成了 200×10^8 kg的粮食损失及2000亿元的经济损失(黄荣辉等, 2005)。中国幅员辽阔,各地受东亚季风的影响程度大不相同。季风区和干旱区由于显著的气候差别而备受关注。

北大西洋涛动和南方涛动是反映大尺度环流特征的两大涛动(Wallace and Gutzler, 1981),对季风有不可忽视的影响。北大西洋涛动(NAO)是北大西洋地区最为突出的模态,反映亚速尔高压和冰岛低压的“跷跷板”关系。NAO和气候的关系,仅在亚洲地区已有不少研究成果。在印度,年际尺度上冬NAO和春NAO与夏季风降水均有统计上的显著反相关(Dugam et al, 1997)。在中国,冬NAO强年,冬季降水普遍增多,尤其是东南沿海地区,同时北方出现暖冬(王永波和施能, 2001a);冬NAO与我国春季降水的相关表现为南北反相,长江以南地区为以正相关为主,长江以北以负相关为主(邵太华, 2011)。夏NAO强年,同年夏季绝大部分地区气温偏高,且西南地区降水偏少(王永波和施能, 2001b),新疆地区降水也异常偏少(杨莲梅和张庆云, 2008)。

南方涛动(SO)由Walker在20世纪30年代首先提出(Walker and Bliss, 1932),可用达尔文岛和塔西提岛的气压差来表征。SO和气候的关系,在印度以及中国这两个区域的研究尤其多。SO弱时,印度夏季降水偏少(Sikka, 1980; Angell, 1981; Shukla and Paolino, 1983; Khandekar and Neralla, 1984),我国下一年夏季主要雨带位置偏北(赵振国和廖荃荪, 1991)。此外,新疆北部地区雨季(4—7月)降水量对上一年5月至同年4月SO有一定的响应关系,最高相关系数是同年1月SO与4—7月降水(魏香和陈菊英, 2002)。当年5—8月SO强时,长江以南、西北和东北地区的秋季降水将有减少的可能,长江以北地区相反(谌芸和施能, 2003)。

目前关于大尺度气候模态与气候的联系主要以现代观测为基础,时间跨度很短,只能研究年际变率,难以涉及到年代际变率。长尺度的研究多以重建为主,如Glueck and Stockton (2001)重建了1429—1983 AD冬季NAO的时间序列,该序列与我

国东部几个区域平均旱涝指数有很好的滞后相关(符淙斌和曾昭美, 2005);Lough and Fritts (1990)重建了1600年以来南方涛动序列,我国黄河、长江流域旱涝变化与该重建SO序列之间存在一种遥相关现象(李月洪, 1992)。相比重建手段,模式模拟手段使用较少。模式模拟能帮助检验相应地区的气候,进而更全面地认识历史气候的变化规律,因此模式模拟成为对过去气候研究的一种有效手段。本研究基于CCSM4千年模拟试验,检验其在中国北方的模拟效果,并探究NAO和SO在年代际尺度上与气候的关系。

1 模式和资料

1.1 数值模式

通用气候系统模式(Community Climate System Model,简称CCSM)由国家大气研究中心开发,是国际上新一代的耦合气候系统模式之一(Blackmon et al, 2001)。该模式由大气、海洋、陆面、海冰四大模块组成,并通过耦合器来实现其他四个物理子模块间信息和能量的交换。CCSM4发布于2010年4月,在CCSM4发布前,该模式前身已被广泛使用,如末次盛冰期和全新世中期气候模拟(Shin et al, 2003; Levis et al, 2004; 周波涛和赵平, 2009)、工业革命前期气候模拟(Otto-Bliesner et al, 2006)。

CCSM4中,大气模块是通用大气模式的4.0版本(简称CAM4),在纬度上的分辨率是 1.25° ,经度上的分辨率是 0.9° ,垂直方向上分26层。路面模块是通用路面模式的4.0版本(简称CLM4),其水平分辨率与CAM4相同。海洋模块是基于平行海洋模式的2.0版本(简称POP2),经度上的分辨率是 1.1° ,纬度上的分辨率在赤道地区是 0.27° , 33° 外地区是 0.54° ,垂直方向上分60层。海冰模式是基于通用冰代码的4.0版本(简称CICE4),其水平分辨率和POP2相同。

1.2 实验设计

本实验的数据源于美国国家大气研究中心(NCAR)的千年模拟实验(Landrum et al, 2011),下载自<http://www.earthsystemgrid.org>。外强迫的选取具体见图1。火山强迫选用Gao(2008)基于冰芯得到的指数。太阳常数使用Vieira and Solanki (2010)的重建。温室气体(包括 CO_2 、 CH_4 和 N_2O)强迫数据来源于南极冰芯(Schmidt et al, 2011)。土地利用项在850—1850 AD沿用了Prongratz et al

(2009)的数据;1850 AD之后沿用了Hurt et al (2006)的数据。本文将研究区域集中于中国北方季风区($30^{\circ} \sim 45^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ} \sim 120^{\circ}\text{E}$)和干旱区($30^{\circ} \sim 45^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ} \sim 100^{\circ}\text{E}$)。

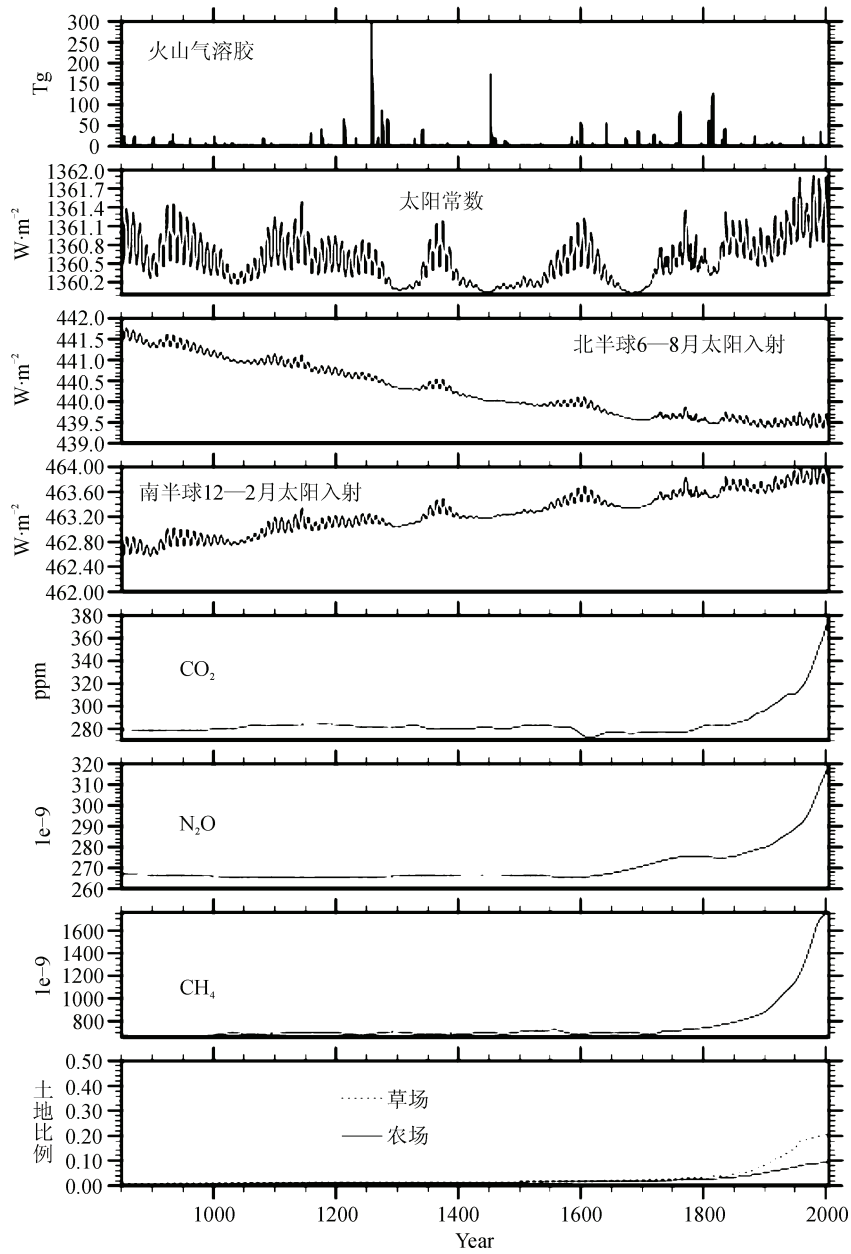


图1 CCSM4 千年模拟实验中涉及的强迫量(改编自Landrum et al(2011))

Fig. 1 Forcings used in CCSM4 Last Millennium experiment(adapted from Landrum et al(2011))

1.3 重建资料

为了验证模拟结果,选用重建资料和模拟结果对比,本文选取的重建资料如下(数据来自 <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/data.html>):石花洞石笋重建的5—8月温度距平,665 BC—1985 AD(Tan et al, 2003);董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 序列,6930 BC—2000 AD(Wang et al, 2005);都兰地区($35^{\circ}50' \sim 36^{\circ}30'\text{N}$, $97^{\circ}40' \sim 98^{\circ}20'\text{E}$)树轮重建降水序列,326 BC—

2000 AD(Zhang et al, 2003); NAO 重建序列, 1049—1995 AD(Trouet et al, 2009); ENSO 重建序列, 910—1992 AD(Li et al, 2011)。

2 结果与讨论

2.1 温度

2.1.1 北半球温度

模拟的北半球温度曲线反映出了中世纪暖期

(900—1200 AD)、小冰期(1300—1800 AD)和20世纪增暖期(1900—2000 AD)这三个重要时期。其中,中世纪暖期振荡幅度较小,小冰期在1300 AD和1500 AD出现明显的低温,20世纪增暖期的温度上升极为迅速,且总体温度显然高于中世纪暖期(图2)。在北半球温度的重建方面,Mann等在1999年(简称MBH1999),Mann和Jones在2003年(简称MJ2003),D'Arrigo等在2006年(简称DWJ2006)先后进行了此项工作(Mann et al, 1999; Mann and Jones, 2003; D'Arrigo et al, 2006)。对比模拟和重建的北半球温度曲线,发现两者变化趋势一致,且有非常显著的相关,其相关性均超过了0.6(表1)。

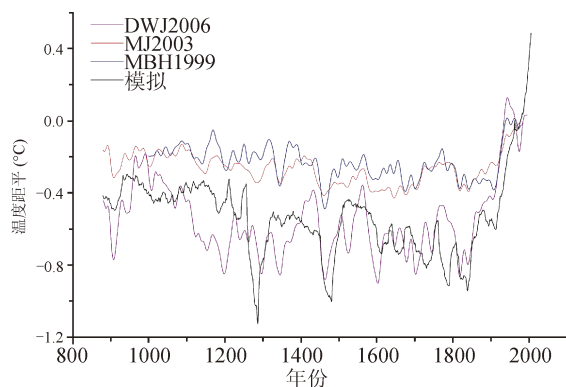


图2 模拟与重建的过去千年北半球年均温距平对比,其中,温度距平都是以1961—1990 AD的平均值为参考,且进行了30年滑动平均

Fig. 2 Comparison between simulated and reconstructed Northern Hemispheric annual temperature anomalies during the last millennium after 30-yr running mean, which based on 1961—1990 AD reference period

表1 北半球年均温模拟结果与重建结果的相关系数

Fig. 1 Correlation coefficients of simulated and reconstructed Northern Hemispheric annual temperature

	北半球均温	时间跨度
MBH1999	0.62 *	1000—1980 AD
MJ2003	0.70 *	880—1980 AD
DWJ2006	0.65 *	880—1995 AD

所有序列都经过了30年滑动平均,带“*”的表示通过了 $\alpha = 0.01$ 的显著性检验。

All series are operated 30-yr running mean and those values followed by “*” are statistically significant at the 99% confidence

2.1.2 中国北方季风区和干旱区温度

中国北方季风区和干旱区具有显著不同的气候特征,因而将季风区和干旱区分离,再进行讨论。两区域的温度变化总体上很一致,都经历了暖—冷—

暖三个时期(图3)。在中世纪暖期,1000 AD之前,两个区域的温度曲线几乎吻合;1000 AD之后,季风区的温度略低于干旱区。在小冰期,两个区域的温度都显下降趋势,并于1300 AD和1500 AD出现显著低温,这与北半球温度(图2)相似;其中1150—1350 AD以及1440—1510 AD为持续的冷期,与Liu et al(2005)利用祁连山树轮重建1000—2000 AD温度序列后得出的结论一致。20世纪增暖期,两个区域的温度快速上升,且干旱区升温比季风区迅速。现代观测资料表明50年来我国干旱区气候变暖显著(王劲松等, 2008; 高振荣等, 2010),其升温趋势高于同纬度季风区(黄斌等, 2010),与模拟结果一致。将重建和模拟的温度曲线对比,发现三个典型时段的温度变化都很相符,但重建曲线中1400—1600 AD有近200年的持续低温。

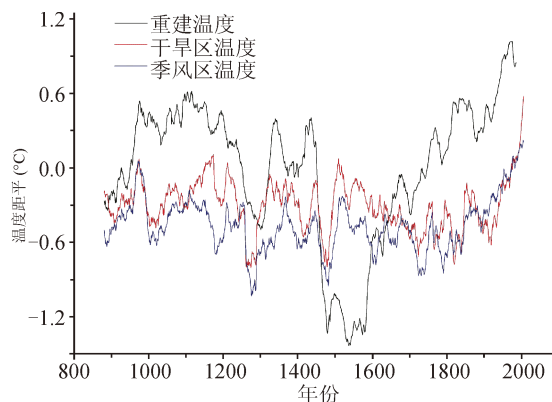


图3 模拟的季风区(30°~45°N, 105°~120°E)和干旱区(30°~45°N, 70°~100°E)夏季温度距平与石花洞重建温度距平,其中,温度距平都是以1961—1990 AD的平均值为参考,且经过30年滑动平均

Fig. 3 Simulated summer temperature anomalies in monsoonal zone (30°~45°N, 105°~120°E) and arid zone (30°~45°N, 70°~100°E) in the past millennium, along with temperature anomaly reconstructed from stalagmites in Shihua Cave. All anomalies are based on 1961—1990 AD reference period and operated by 30-yr running mean.

季风区温度在年代际尺度上具有准40年、准50年、准60年、准70年、准80年、准90年的显著周期(图4a);干旱区温度具有准50年、准60年、准70年、准90年的显著周期(图4b)。两个区域均具有准50年、准60年、准70年、准90年的显著周期,但季风区温度除此之外还具有准40年和准80年的周期。前人的研究指出,中国过去千年地表温度序列有准50年和近百年的

周期(初子莹, 2005), 石笋和树轮集成的温度反映出了 82 年周期(谭明等, 2006), 可见模拟

和重建温度序列的周期分析结果具有较好的一致性。

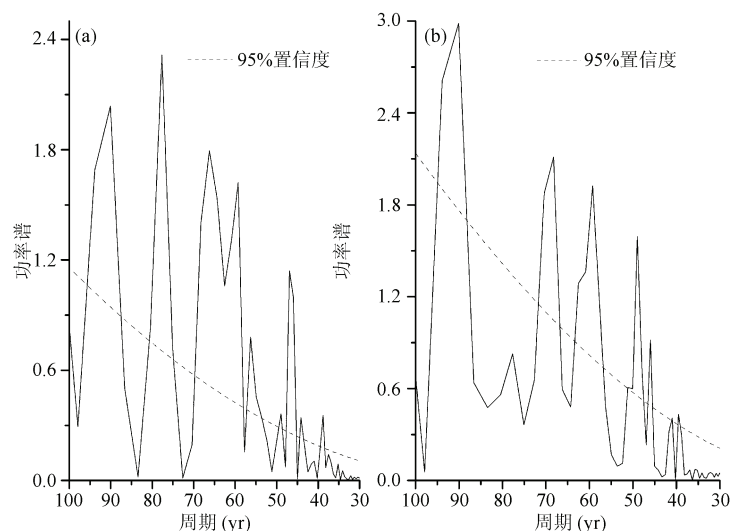


图4 (a)季风区($30^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{N}$, $105^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$)和(b)干旱区($30^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{N}$, $70^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{E}$)夏季温度距平功率谱
Fig. 4 Power spectrum analysis for summer temperature in: (a) monsoonal zone ($30^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{N}$, $105^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$) and (b) arid zone ($30^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{N}$, $70^{\circ} \sim 100^{\circ} \text{E}$), respectively

2.2 降水

2.2.1 季风区降水

模拟的季风区降水在中世纪暖期变化快, 振幅大; 在小冰期振幅较小, 且变化缓慢, 但伴有时间跨度相近的波峰波谷交替; 在 20 世纪增暖期的前 50 年快速上升, 后 50 年快速下降。在这三个时期呈现出“湿—干—湿”的变化(图 5)。此外, 模拟的季风区降水在 1860—1890 AD、1910—1925 AD 和 1940—1960 AD 较多; 1890—1910 AD 和 1960—1998 AD 较少, 与基于树轮重建的降水序列一致(刘禹等, 2003)。模拟结果和重建结果都反映出 1950—2000 AD 降水减少, 该现象在现代观测的降水序列中也得到了体现(黄荣辉等, 1999; 杨修群等, 2005; 吕俊梅等, 2009)。季风区降水在年代际尺度上有准 40 年、准 60 年、准 80 年的显著周期(图 7a)。华北地区的降水在年代际尺度上有近 40 年和 80 年的周期(王遵娅, 2007), 与模拟结果一致。

2.2.2 干旱区夏季降水

模拟的干旱区降水在 900—1100 AD 波动上升, 其中 1000 AD 和 1100 AD 上升尤为迅速, 1100—1200 AD 则持续下降; 小冰期振幅较小, 1300—1600 AD 波动下降, 1600—1800 AD 波动上升, 1470—1490 AD、1570—1600 AD、1640—1720 AD 出现明显的干旱期, 这三个干旱期在树轮中能找到相

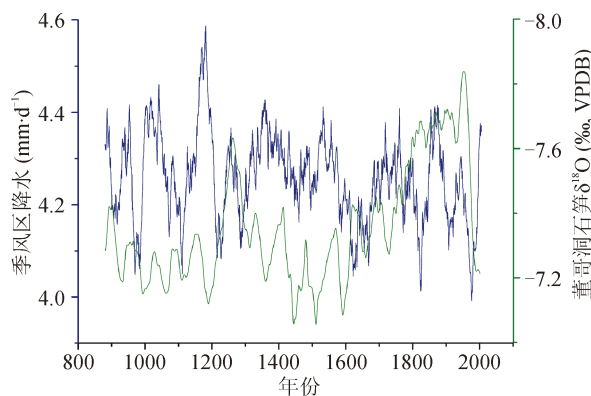


图5 模拟的季风区($30^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{N}$, $105^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$)夏季降水和董哥洞($25^{\circ} 17' \text{N}$, $108^{\circ} 5' \text{E}$)石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 对比, 数据经过 30 年滑动平均

Fig. 5 Simulated summer precipitation in monsoonal zone ($30^{\circ} \sim 45^{\circ} \text{N}$, $105^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{E}$) and $\delta^{18}\text{O}$ in Dongge Cave ($25^{\circ} 17' \text{N}$, $108^{\circ} 5' \text{E}$) Stalagmite after 30-yr running mean

应的记录(Zhang et al, 2003; 王涛等, 2004); 20 世纪增暖期在 1900—1950 AD 快速上升, 1950—2000 AD 快速下降(图 6)。模拟结果和重建降水变化趋势较为一致, 在中世纪暖期、小冰期和 20 世纪增暖期呈现“湿—干—湿”的变化。干旱区降水有准 60 年、准 80 年的显著周期(图 7b), 和季风区降水比较发现两者均有准 60 年、准 80 年的显著周期, 但除此之外季风区降水还有准 40 年的周期。

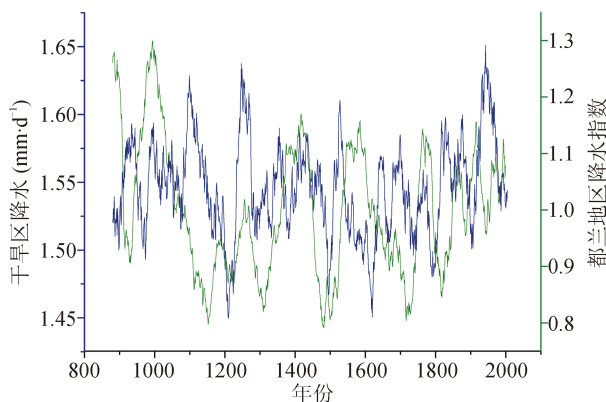


图6 干旱区(30°~45°N, 70°~100°E)夏季降水和都兰地区(35°50'~36°30'N, 97°40'~98°20'E)树轮重建降水指数对比,数据经过30年滑动平均

Fig. 6 Simulated summer precipitation in arid zone (30°~45°N, 70°~100°E) and tree-ring reconstructed precipitation index in DuLan region (35°50'~36°30'N, 97°40'~98°20'E) after 30-yr running mean

2.3 北大西洋涛动和南方涛动

2.3.1 北大西洋涛动

Hurrell 提出了 NAO 指数(简写 NAOI)的计算方法(Hurrell et al, 2003)。本文也将继续沿用此定义:

$$\text{NAO index} = \text{SLP}_{35^{\circ}\text{N}, 10^{\circ}\text{W} \sim 10^{\circ}\text{E}} - \text{SLP}_{65^{\circ}\text{N}, 30^{\circ}\text{W} \sim 10^{\circ}\text{W}}$$

模拟的 NAO 在中世纪暖期振幅较为均一;在小冰期振荡幅度变动很大,1300—1400 AD 振荡较小,而 1400—1600 AD 振荡很强烈,伴有多次快速下降和快速上升,1600—1800 AD 先波动下降,后急速下降,在1800 AD左右达到低值;在20世纪增暖期,

1900—1950 AD 快速上升,1950—2000 AD 以较快的速度波动下降。模拟和重建的 NAOI 序列有三个很吻合的低值点,分别在 1450 AD、1600 AD 和 1800 AD附近(图8)。

功率谱(图9)结果显示,模拟的 NAO 在年代际尺度上有准 40 年、准 50 年、准 80 年的显著周期。符淙斌和曾邵美(2005)通过小波分析得出 NAO 在 80~100 年出现振荡周期,满文敏和周天军(2011)发现 FGOALS_g1 模拟的 NAO 序列年代际尺度上有约 40 年、50 年和 70 年的周期,这些周期分析结果均与 CCSM4 的模拟结果较为一致。此外,与季风区和干旱区温度和降水的功率谱分析结果(图4)对照,发现其 NAO 与两个区域的温度均具有准 50 年的周期,与降水均具有准 80 年的周期,因而推测 NAO 很可能是季风区和干旱区气候的影响因素。

2.3.2 南方涛动

根据南方涛动的定义(Walker and Bliss, 1932),可以用以下公式计算 SO 指数(简写 SOI):

$$\text{SO index} = \text{PSL}_{148^{\circ}\text{W}, 15^{\circ} \sim 20^{\circ}\text{S}} - \text{PSL}_{131^{\circ}\text{E}, 10^{\circ} \sim 15^{\circ}\text{S}}$$

模拟的 SO 在中世纪暖期波动上升,波幅较为均一,但在近 1200 AD 出现了快速上升和快速下降;小冰期波动下降,与该时期季风区和干旱区的夏季温度变化一致(图3);20 世纪增暖在 1900—1950 AD 波动下降,1950—2000 AD 快速上升。模拟和重建的曲线在 1250—1400 AD、1450—1600 AD、1650—1900 AD 的振荡都较为统一,且在千年尺度上都呈下降趋势(图10),Cobb et al(2003)的重建结果也反映出了这个趋势。

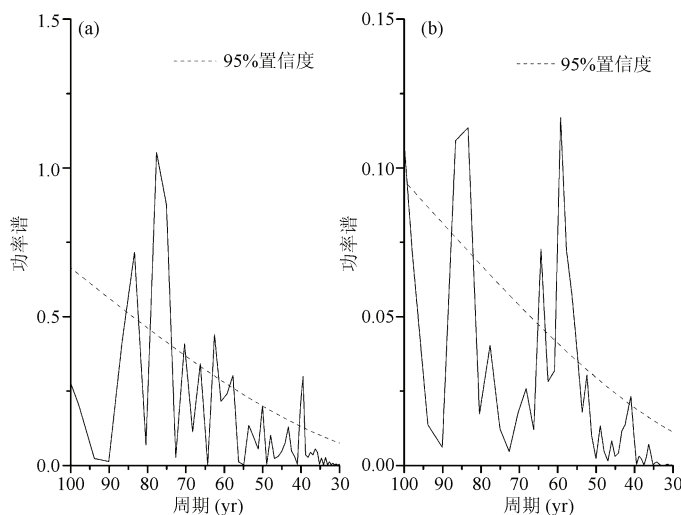


图7 季风区(30°~45°N, 105°~120°E)和干旱区(30°~45°N, 70°~100°E)夏季降水功率谱

Fig. 7 Power spectrum analysis for summer precipitation in: (a) monsoonal zone (30°~45°N, 105°~120°E) and (b) arid zone (30°~45°N, 70°~100°E), respectively

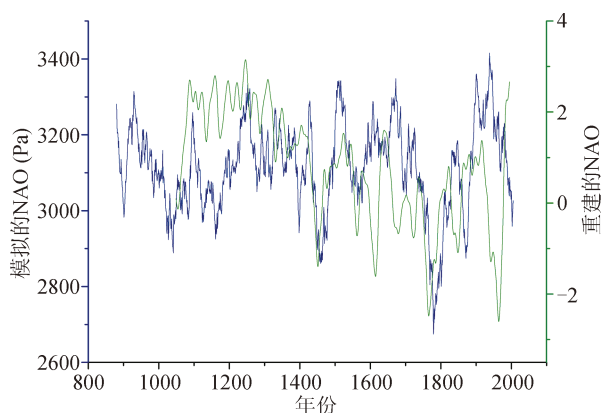


图8 30年滑动平均后模拟的冬季NAO与重建的NAO对比
Fig. 8 Comparison between simulated winter NAO and reconstructed NAO after 30-yr running mean

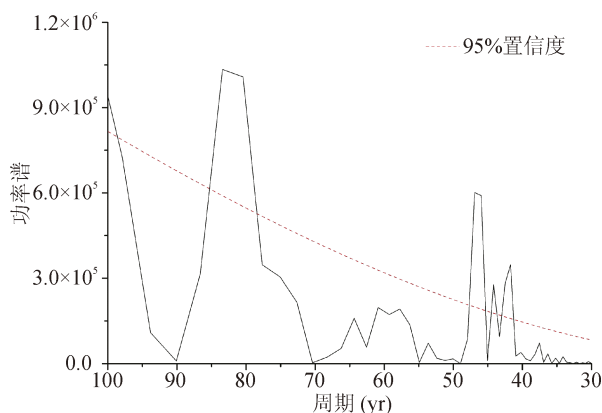


图9 模拟的冬季NAO功率谱
Fig. 9 Power spectra of simulated winter NAO

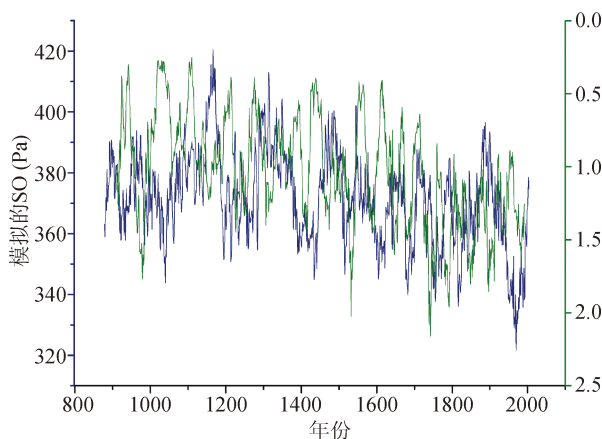


图10 30年滑动平均后模拟的冬季SO与重建的ENSO对比
Fig. 10 Comparison between simulated winter SO and reconstructed ENSO after 30-yr running mean

功率谱(图11)分析结果显示,模拟的SO周期不太显著,但在80%的检验限度上,有准70年和准80年的周期。与季风区和干旱区的温度对照,均有

准70年的周期;与降水对照,均有准80年的周期。依此推断,SO很可能也是季风区和干旱区气候的影响因素。

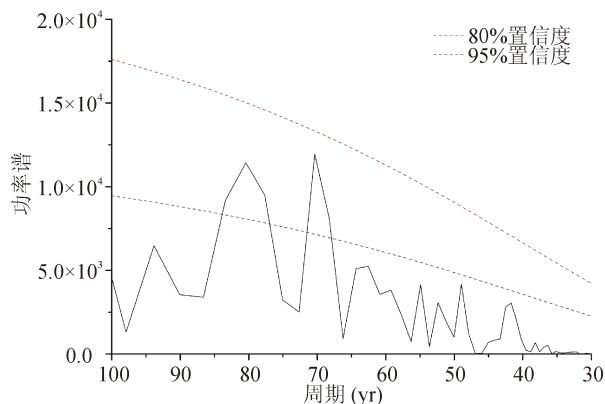


图11 模拟的冬季SO功率谱
Fig. 11 Power spectra of simulated winter SO

2.3.3 NAOI和SOI与温度和降水的相关性

为了测试NAO和SO在年代际尺度上与中国北方气候的关系,本文进行简单的相关分析。NAO和SO大体上与两个区域的温度和降水存在显著相关(表2)。从温度上看,季风区温度和NAO存在正相关,而与SO存在反相关,且相关关系均很显著,均通过了 $\alpha = 0.01$ 的显著性检验;干旱区温度和NAO、SO的相关则相对较弱。从降水上看,两个区域的降水与大气模态的相关性截然不同。季风区降水与NAO存在反相关,与SO存在正相关;干旱区降水与NAO存在正相关,与SO存在反相关。因此,结合功率谱分析和相关分析的结果可得,NAO和SO对季风区和干旱区的气候可能都存在影响,且对两个区域的具体影响各不相同。

表2 NAO和SO与季风区和干旱区的温度、降水的相关系数
Fig. 2 Correlation coefficients between simulated NAO, SO and temperature, precipitation of monsoonal zone and arid zone, respectively

	NAO	SO
季风区温度	0.22 *	-0.22 *
干旱区温度	0.06	0.11 *
季风区降水	-0.21 *	0.29 *
干旱区降水	0.18 *	-0.26 *

所有序列都经过了30年滑动平均,带“*”的表示通过了 $\alpha = 0.01$ 的显著性检验。

All series are operated 30-yr running mean and those values followed by “*” are statistically significant at the 99% confidence.

NAO的变化会引起西风带和东亚急流的移动,改变相应区域的水汽梯度(Böhner, 2006; Sato,

2009; Lee and Zhang, 2011), 从而影响到东亚地区的气候。ENSO 以 Rossby 波为媒介, 进而引起异常的气旋/反气旋, 为东亚夏季风的变异提供条件 (Wang et al, 2000; Holbrook et al, 2011)。周边近地面和高空风场的变化和水汽输送, 对季风区和干旱区的气候都会造成一定的影响。但诸如 NAO、SO 这类大气模态为何对季风区和干旱区产生了不同的影响, 以及具体的影响机制是否存在差异, 这些问题仍需进一步的研究工作来阐释。

3 结论

本文对 CCSM4 模拟的千年尺度的温度、降水、NAO 和 SO 进行了分析, 得出以下结论:

通过对比模拟和重建的北半球温度曲线, 发现模拟曲线能很好地反映出北半球千年以来温度变化的主要特征, 且模拟曲线和重建曲线的相关性达到 0.6 以上。

模拟的中国北方季风区和干旱区和地质记录较为一致, 表明 CCSM4 在中国北方有很好的模拟能力。两个区域的温度曲线整体上趋势一致, 均反映了中世纪暖期、小冰期和 20 世纪增暖期“暖—冷—暖”的振荡, 且温度在年代际尺度上都有准 50 年、准 60 年、准 70 年和准 90 年的显著周期。但季风区温度除此之外还有准 40 年和准 80 年的周期。两个区域的降水曲线总体上表现为“湿—干—湿”的振荡, 但具体变化差异很大。在年代际尺度上, 两个区域都有准 60 年和准 80 年的显著周期, 然而, 季风区降水相比于干旱区降水还有准 40 年的周期。

NAO 在年代际尺度上有准 40 年、准 50 年和准 80 年的显著周期, 与两个区域的温度均有准 50 年的显著周期, 与降水均有准 80 年的显著周期。SO 在年代际尺度上有准 70 年和准 80 年的弱周期, 与两个区域的温度均有准 70 年的周期, 与降水均有准 80 年的周期。

相关分析表明, 年代际尺度上, NAO 和 SO 大体上与季风区和干旱区的温度、降水存在显著相关。结合功率谱分析和相关分析的结果得出, NAO 和 SO 对季风区和干旱区的气候可能都存在影响。但具体的响应方式是否存在差异等问题仍需进一步的研究来阐明。

致谢: 感谢以下三个网站提供了相应数据: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/data.html>、<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data.html> 以及 <http://www.earthsystemgrid.org>。

参考文献

- 谌 芸, 施 能. 2003. 厄尔尼诺/南方涛动与我国秋季气候异常[J]. *热带气象学报*, 19(2): 137–146. [Chen Y, Shi N. 2003. El Nino/ENSO and climatic anomaly in the autumn of China[J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 19(2): 137–146.]
- 初子莹. 2005. 中国过去千年地表温度序列的初步重建及序列分析[D]. 北京: 中国气象科学研究院. [Chu Z Y. 2005. Preliminary reconstruction and sequence analysis of surface temperature series over China during the last millennium [D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences.]
- 符淙斌, 曾昭美. 2005. 最近 530 年冬季北大西洋涛动指数与中国东部夏季旱涝指数之联系[J]. *科学通报*, 50(14): 1512–1522. [Fu C B, Zeng Z M. 2005. Correlations between North Atlantic Oscillation Index in winter and eastern China Flood/Drought Index in summer in the last 530 years[J]. *Chinese Science Bulletin*, 50(21): 2505–2516.]
- 高振荣, 田庆明, 刘晓云, 等. 2010. 近 58 年河西走廊地区气温变化及突变分析[J]. *干旱区研究*, 27(2): 194–203. [Gao Z R, Tian Q M, Liu X Y, et al. 2010. Characteristics and Abrupt Change of Temperature in the Hexi corridor in recent 58 years[J]. *Arid Zone Research*, 27(2): 194–203.]
- 黄 斌, 王劲松, 张洪芬. 2010. 中国干旱区与季风区夏季气温变化特征对比[J]. *干旱区地理*, 33(6): 874–878. [Huang B, Wang J S, Zhang H F. 2010. Comparison of summer temperature change characteristics between arid region and monsoon region in China in recent 46 years[J]. *Arid Land Geography*, 33(6): 874–878.]
- 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 1999. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势[J]. *高原气象*, 18(4): 465–476. [Huang R H, Xu Y H, Zhou L T. 1999. The interdecadal variation of summer precipitation in China and the drought trend in north China[J]. *Plateau Meteorology*, 18(4): 465–467.]
- 黄荣辉, 张庆云, 阮水根. 2005. 我国气象灾害的预测预警与科学防灾减灾对策[M]. 北京: 气象出版社, 148. [Huang R H, Zhang Q Y, Ruan S G. 2005. Forecast and prewarning of meteorologic disasters in China and the scientific strategy to prevent and reduce disaster [M]. Beijing: China Meteorological Press, 148.]
- 李月洪. 1992. 近 400a 来南方涛动与我国东部旱涝的关系[J]. *海洋科学*, (4): 37–40. [Li Y H. 1992. A preliminary analysis on the relationship between Southern Oscillation and Dryness/Wetness in the eastern China during the last 400 years [J]. *Marine Sciences*, (4): 37–40.]
- 刘 禹, Park W K, 蔡秋芳. 2003. 公元 1840 年以来东亚夏季风降水变化: 以中国和韩国的树轮记录为例[J]. *中国科学: D 辑*, 33(6): 543–549. [Liu Y, Park W K, Cai Q

- F. 2003. Monsoonal precipitation variation in the East Asia since A. D. 1840—Tree-ring evidences from China and Korea [J]. *Science in China, Series D*, 46 (10): 1031–1039.]
- 吕俊梅, 琚建华, 江剑民. 2009. 近一百年中国东部区域降水的年代际跃变[J]. *大气科学*, 33(3): 524–536. [Lü J M, Ju J H, Jiang J M. 2009. Interdecadal regime shifts of regional precipitation over eastern china during the last 100 years[J]. *Chinese Journal of Atmosphere Sciences*, 33(3): 524–536.]
- 满文敏, 周天军. 2011. 外强迫驱动下气候系统模式模拟的近千年大气涛动[J]. *科学通报*, 56(25): 2096–2106. [Man W M, Zhou T J. 2011. Forced response of atmospheric oscillations during the Last Millennium simulated by a climate system model[J]. *Chinese Science Bulletin*, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4637-2.]
- 谭明, 邵雪梅, 刘晓宏, 等. 2006. 中国近千年石笋—树轮集成温度记录[J]. *气候变化研究进展*, 2(3): 113–116. [Tan M, Shao X M, Liu X H, et al. 2006. A 1000-year temperature record synthesized by combining stalagmite and tree rings from China [J]. *Advances in Climate Change Research*, 2(3): 113–116.]
- 邵太华. 2011. 冬季北大西洋涛动对中国春季气候的影响[D]. 南京: 南京大学. [Shao T H. 2011. Influence of the Winter North Atlantic Oscillation on spring climate in China[D]. Nanjing: Nanjing University.]
- 王劲松, 费晓玲, 魏 锋. 2008. 中国西北近 50a 来气温变化特征的进一步研究[J]. *中国沙漠*, 28(4): 724–732. [Wang J S, Fei X L, Wei F. Further study of temperature change in northwest China in recent 50 years[J]. *Journal of Desert Research*, 28(4): 724–732.]
- 王 涛, 杨 保, Braeuning A, 等. 2004. 近 0.5 ka 来中国北方干旱半干旱地区的降水变化分析[J]. *科学通报*, 49(9): 883–887. [Wang T, Yang B, Braeuning A, et al. Decadal-scale precipitation variations in arid and semiarid zones of northern China during the last 500 years [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(8): 842–848.]
- 王永波, 施 能. 2001a. 近 45a 冬季北大西洋涛动异常与我国气候的关系[J]. *南京气象学院学报*, 24(3): 315–322. [Wang Y B, Shi N. 2001a. Relation of North Atlantic Oscillation anomaly to China climate during 1951 ~ 1995 [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, 24(3): 315–322.]
- 王永波, 施 能. 2001b. 夏季北大西洋涛动与我国天气气候的关系[J]. *气象科学*, 21(3): 271–278. [Wang Y B, Shi N. 2001a. The North Atlantic Oscillation in relation to summer weather-climate anomaly in china and East Asian summer monsoon [J]. *Scientia Meteorologica Sinica*, 21(3): 271–278.]
- 王遵娅. 2007. 中国夏季降水的气候变率及其可能机制研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院. [Wang Z Y. 2007. Climate variability of summer rainfalls in China and the possible mechanism[D]. Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences.]
- 魏 香, 陈菊英. 2002. 新疆北部降水的气候分布特征及其对 ENSO 的响应[J]. *地球物理学进展*, 17(4): 753–759. [Wei X, Chen J Y. 2002. The response relationship of the rainy season precipitation in northern Xinjiang to ENSO[J]. *Progress in Geophysics*, 17(4): 753–759.]
- 杨莲梅, 张庆云. 2008. 北大西洋涛动对新疆夏季降水异常的影响[J]. *大气科学*, 32(5): 1187–1196. [Yang L M, Zhang Q Y. 2008. Effects of the North Atlantic Oscillation on the summer rainfall anomalies in Xinjiang[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 32(5): 1187–1196.]
- 杨修群, 谢 倩, 朱益民, 等. 2005. 华北降水年代际变化特征及相关的海气异常型[J]. *地球物理学报*, 48(4): 789–797. [Yang X Q, Xie Q, Zhu Y M, et al. 2005. Decadal-to-interdecadal variability of precipitation in North China and associated atmospheric and oceanic anomaly patterns [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 48(4): 489–797.]
- 赵振国, 廖荃荪. 1991. 南方涛动与我国夏季降水[J]. *气象*, 17(6): 33–37. [Zhao Z G, Liao Q S. 1991. South Oscillation and summer precipitation in China [J]. *Meteorological Monthly*, 17(6): 33–37.]
- 周波涛, 赵 平. 2009. 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[J]. *第四纪研究*, 29(2): 211–220. [Zhou B T, Zhao P. Coupled simulation result to of seasonal evolution of southwesterly wind climate over Eastern China in Mid-Holocene[J]. *Quaternary Sciences*, 29(2): 211–220.]
- 竺可桢. 1934. 东南季风与中国之雨量[J]. *地理学报*, 1(1): 1–27. [Zhu K Z. 1934. The enigma of southeast monsoon in China[J]. *Acta Geographica Sinica*, 1(1): 1–27.]
- Angell J K. 1981. Comparison of variations in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific [J]. *Monthly Weather Review*, 109(2): 230–243.
- Böhner J. 2006. General climatic controls and topoclimatic variations in Central and High Asia[J]. *Boreas*, 35(2): 279–295.
- Blackmon M, Boville B, Bryan F, et al. 2001. The community climate system model [J]. *Bulletin of American Meteorological Society*, 82(11): 2357–2376.
- Cobb K M, Charles C D, Cheng H, et al. 2003. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium[J]. *Nature*, 424(6946): 271–276.
- D'Arrigo R, Wilson R, Jacoby G. 2006. On the long-term context for late twentieth century warming[J]. *Journal of Geophysical Research*, 111, doi:10.1029/2005JD006352.
- Dugam S S, Kakade S B, Verma R K. 1997. Interannual and long term variability in the North Atlantic Oscillation and Indian summer monsoon rainfall [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 58(1): 21–29.

- Gao C. 2008. Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: an improved ice-core-based index for climate models[J]. *Journal of Geophysical Research*, 113, doi: 10.1029/2008JD010239.
- Glueck M F, Stockton C W. 2001. Reconstruction of the North Atlantic oscillation, 1429—1983[J]. *International Journal of Climatology*, 21(12): 1453—1465.
- Holbrook N Y, Goodwin L D, Gregor S M, et al. 2011. ENSO to multi-decadal time scale changes in East Australian Current transports and Fort Denison sea level: Oceanic Rossby waves as the connecting mechanism[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 58(5), 547—558.
- Hurrell J W, Kushnir Y, Ottensen G, et al. 2003. An overview of the North Atlantic oscillation[J]. *Geophysical Monograph of American Geophysical Union*, 134: 1—36.
- Hurt G C, Frolking S, Fearon M G, et al. 2006. The underpinnings of land-use history: Three centuries of global gridded land-use transitions, wood-harvest activity, and resulting secondary lands[J]. *Global Change Biology*, 12(7): 1208—1229.
- Khandekar M L, Neralla V R. 1984. On the relationship between the sea surface temperatures in the equatorial Pacific and the Indian monsoon rainfall[J]. *Geophysical Research Letters*, 11(11): 1137—1140.
- Landrum L, Otto-Bliesner B L, Wahl E R, et al. 2011. Last millennium climate and its variability in CCSM4 [J]. *Journal of Climate CCSM4 Special Collection(submitted)*.
- Lee H F, Zhang D D. 2011. Relationship between NAO and drought disasters in northwestern China in the last millennium[J]. *Journal of Arid Environments*, 75(11), 1114—1120.
- Levis S, Bonan G B, Bonfils C. 2004. Soil feedback drives the mid-Holocene North African monsoon northward in fully coupled CCSM2 simulations with a dynamic vegetation model[J]. *Climate Dynamics*, 23(7): 791—802.
- Li J B, Xie S P, Cook E R, et al. 2011. Interdecadal modulation of El Niño amplitude during the past millennium[J]. *Nature Climate Change*, 1(2): 114—118.
- Liu X H, Qin D H, Shao X M, et al. 2005. Temperature variations recovered from tree-rings in the middle Qilian Mountain over the last millennium[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 48(4): 521—529.
- Lough J M, Fritts H C. 1990. Historical aspects of El Niño/southern oscillation-information from tree rings[J]. *Elsevier oceanography series*, 52: 285—321.
- Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. 1999. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations[J]. *Geophysical Research Letters*, 26(6): 759.
- Mann M E, Jones P D. 2003. Global surface temperatures over the past two millennia[J]. *Geophysical Research Letters*, 30(15): 1820.
- Otto-Bliesner B L, Tomas R, Brady E C, et al. 2006. Climate sensitivity of moderate-and low-resolution versions of CCSM3 to preindustrial forcings[J]. *Journal of Climate*, 19(11): 2567—2583.
- Pongratz J, Raddatz T, Reick C, et al. 2009. Radiative forcing from anthropogenic land cover change since AD 800[J]. *Geophysical Research Letters*, 36, doi: 10.1029/2008GL036394.
- Sato T. 2009. Influences of subtropical jet and Tibetan Plateau on precipitation pattern in Asia: insights from regional climate modeling[J]. *Quaternary International*, 194(1), 148—158.
- Schmidt G A, Jungclaus J H, Ammann C M, et al. 2011. Climate forcing reconstructions for use in PMIP simulations of the last millennium (v1. 0) [J]. *Geoscientific Model Development*, 4: 33—45.
- Shin S I, Liu Z, Otto-Bliesner B, et al. 2003. A simulation of the Last Glacial Maximum climate using the NCAR-CCSM [J]. *Climate Dynamics*, 20(2): 127—151.
- Shukla J, Paolino D A. 1983. The Southern Oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon rainfall over India[J]. *Monthly Weather Review*, 111(9): 1830—1837.
- Sikka D. 1980. Some aspects of the large scale fluctuations of summer monsoon rainfall over India in relation to fluctuations in the planetary and regional scale circulation parameters [J]. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Earth and Planetary Sciences*, 89(2): 179—195.
- Tan M, Liu T S, Hou J Z, et al. 2003. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature [J]. *Geophysical Research Letters*, 30(12): 1617.
- Trouet V, Esper J, Graham N E, et al. 2009. Persistent positive North Atlantic Oscillation mode dominated the medieval climate anomaly[J]. *Science*, 324(5923): 78—80.
- Vieira L E A, Solanki S K. 2010. Evolution of the solar magnetic flux on time scales of years to millenia [J]. *Astronomy and Astrophysics*, 509, doi: 10.1051/0004-6361/200913276.
- Walker G T, Bliss E W. 1932. World Weather V [J]. *Mem. Roy. Meteor.*, 4(36): 53—84.
- Wallace J M, Gutzler D S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter[J]. *Monthly Weather Review*, 109: 784—812.
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific—east Asian teleconnection: How does ENSO affect east Asian climate? [J]. *Journal of Climate*, 13(9), 1517—1536.
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate[J]. *Science*, 308(5723): 854—857.
- Zhang Q B, Cheng G D, Yao T D, et al. 2003. A 2,326-year tree-ring record of climate variability on the northeastern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Geophysical Research Letters*, 30(14): 1739—1742.