

谭慧慧, 张录军, 储敏, 等. 2015. BCC_CSM 对全球海冰面积和厚度模拟及其误差成因分析 [J]. 大气科学, 39 (1): 197–209, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13301. Tan Huihui, Zhang Lujun, Chu Min, et al. 2015. An analysis of simulated global sea ice extent, thickness, and causes of error with the BCC_CSM model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (1): 197–209.

BCC_CSM 对全球海冰面积和厚度模拟 及其误差成因分析

谭慧慧^{1,2} 张录军^{1,2} 储敏³ 吴统文³ 邱博^{1,2} 李江龙³

¹ 南京大学大气科学学院, 南京 210093

² 南京大学气候变化协同创新中心, 南京 210093

³ 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

摘 要 本文评估了国家气候中心发展的 BCC_CSM 模式对全球海冰的模拟能力, 结果表明: 该气候系统模式能够较好地模拟出全球海冰面积和厚度的时空分布特征, 且南半球海冰模拟能力优于北半球。通过对比分析发现: 年平均海冰面积模拟误差最大的区域位于鄂霍次克海、白令海和巴伦支海等海区, 年平均海冰厚度分布与观测相近, 在北半球冬季模拟的厚度偏薄; 从海冰季节变化来看, 模拟的夏季海冰面积偏低, 冬季偏高; 从海冰年际变化来看, 近 60 年南北半球海冰面积模拟都比观测偏多, 但南半球偏多幅度较小, 然而北半球海冰年际变化趋势的模拟却好于南半球。另外, 通过对海冰模拟误差成因分析, 发现模拟的净辐射能量收入偏低使得海温异常偏冷, 是导致北半球冬季海冰模拟偏多的主要原因。

关键词 气候系统模式 海冰 模式评估 BCC_CSM 模式

文章编号 1006-9895(2015)01-0197-13

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13301

An Analysis of Simulated Global Sea Ice Extent, Thickness, and Causes of Error with the BCC_CSM Model

TAN Huihui^{1,2}, ZHANG Lujun^{1,2}, CHU Min³, WU Tongwen³, QIU Bo^{1,2}, and LI Jianglong³

¹ School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

² Collaborative Innovation Center for Climate Change, Nanjing University, Nanjing 210093

³ National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract In this study, we evaluate the global sea ice modeling capability of the Beijing Climate Center Climate System Model (BCC_CSM). Comparative analysis results indicate that the model simulates the spatial and temporal distribution characteristics of global sea ice extent and thickness well and that its simulation performance in the Southern Hemisphere is better than that in the Northern Hemisphere. The maximum simulation bias of the annual mean sea ice extent (SIE) occurs in the Sea of Okhotsk, the Bering Sea, and the Barents Sea. The spatial distribution results for simulated sea ice thickness are similar to those from observation data, with thinner sea ice in the Northern Hemisphere winter. The mean annual cycle of sea ice extent has a negative bias in summer and a positive bias in winter, as compared with observation

收稿日期 2013-11-05; 网络预出版日期 2014-04-04

资助项目 国家自然科学基金项目 40975040, 公益行业(气象)科研专项 GYHY201106035、GYHY201006018

作者简介 谭慧慧, 女, 1989 年出生, 硕士研究生, 主要从事极地与东亚气候研究。E-mail: hhtan_nju@126.com

通讯作者 张录军, E-mail: ljzhang@nju.edu.cn

data. The annual mean SIE in the past 60 years in both the Northern and Southern Hemispheres is excessive, while the positive bias in the Southern Hemisphere is smaller. However, the simulated interannual variation trend in the Northern Hemisphere is more accurate. In addition, lower net radiation results lead to anomalous cold sea surface temperatures, which may be the main reason for the sea ice simulation error.

Keywords Climate system model, Sea ice, Model assessment, BCC_CSM model

1 引言

极地海冰作为冷源对于大气环流和全球气候有着极其重要的影响。近几十年来极地气候发生了显著变化, 研究表明近 30 年北极海冰尤其是夏季海冰呈快速衰减趋势 (Comiso et al., 2008; Perovich and Richter-Menge, 2009; 张璐等, 2009; Stroeve et al., 2012), 2012 年 9 月北极海冰面积达到了有卫星观测以来的最小值 (Balcerak, 2012), 并且海冰厚度也在明显变薄 (Rothrock et al., 2008; Kwok and Rothrock, 2009); 而自 20 世纪 70 年代末以来南极海冰面积则呈增加趋势 (卞林根和林学椿, 2005; Comiso and Nishio, 2008)。导致海冰快速变化的原因有很多, 利用数值模式对海冰进行合理模拟是研究海冰变化及其成因的重要途径。但目前仍存在许多问题, 因为在耦合模式中, 海冰模式是由大气场和海洋场共同驱动的, 大气或海洋状态的微小误差都可能导致海冰面积、厚度或流速的误差 (McLaren et al., 2006)。国内外已有学者对不同模式模拟海冰的性能以及误差成因开展了研究工作, 王秀成等 (2009, 2010) 对气候系统模式 FGOALS_1.1 的极地气候模拟现状进行了评估, 表明该模式对极地海冰有一定模拟能力, 但仍存在较大偏差; Arzel et al. (2006) 对 CMIP3 中的海冰数据进行分析, 指出多模式平均的海冰面积与卫星数据较为吻合, 但夏季南极海冰总量有减少趋势, 与观测相反; Turner et al. (2013) 利用 CMIP5 中 18 个模式输出的海冰分量, 对南极海冰进行了初步评估分析, 结果表明多模式平均的冬季海冰面积比 CMIP3 的结果更接近观测, 但大部分模式仍没有合理地模拟出近 30 年南极海冰面积增加的趋势。

BCC_CSM 是由中国气象局国家气候中心 (Beijing Climate Center, BCC) 新发展的气候系统模式, BCC 所开展的 CMIP5 试验计划的评估研究结果为 IPCC 第五次评估报告 (IPCC AR5) 提供了有价值的参考 (Flato et al., 2013)。目前国内气象学者对于 BCC_CSM 模式大气分量的输出结果已经进

行了大量的评估分析, 例如高峰等 (2012) 评估了该模式年代际试验对 10 年尺度全球及区域地表温度的预测能力, 张莉等 (2013) 评估了 BCC_CSM1.1 和 BCC_CSM1.1 (m) 两个版本对热带降水年循环模态的模拟能力, 也有学者 (Xu and Xu, 2012) 利用 CMIP5 多模式结果对我国地区气温、降水及气候变化的模拟进行了评估, 但目前还没有针对 BCC_CSM 模式对海冰模拟性能的评估分析。

本文利用 BCC_CSM 海冰分量的历史试验结果与观测数据进行对比分析, 检验气候系统模式 BCC_CSM1.1 对于全球海冰面积和厚度的模拟能力, 重点评估海冰面积并分析其误差成因, 为进一步改进和完善该模式提供科学依据。

2 模式介绍及资料

BCC_CSM 模式中的海冰分量是由美国地球物理流体动力学实验室 (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL) 开发的全球动力热力海冰模型 SIS (Winton, 2000), 与海洋模式 MOM4-L40 有相同的水平分辨率, 为 1° 经度, 在 30°N 和 30°S 之间为 $1/3^\circ$ 纬度。该模式对海冰热力过程的描述以 Semtner (1976) 发展的模式为基础, 垂直结构为三层, 包括一层雪盖和两层厚度相同的海冰, 在每个网格中, 都考虑了五种海冰, 包括海冰的厚度; 在动力学过程上采用弹—粘—塑 (EVP) 海冰流变学 (Hunke and Dukowicz, 1997) 计算海冰的内部应力, 用迎风方案计算守恒量, 如海冰密集度、冰总量、冰的热含量等的平流过程。

本文用到的模式资料为 BCC_CSM1.1 版本 1953~2012 年逐月全球海冰密集度 (Sea Ice Concentration, SIC)、海表面温度 (Sea Surface Temperature, SST)、地面气温、海平面气压以及长/短波辐射通量数据。所使用的观测资料包括 (1) 英国 Hadley 气候中心的海冰密集度和海表面温度数据 (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set, HadISST) (Rayner et al., 2003), (2) 美国国家冰雪数据中心 (National Snow

and Ice Data Center, NSIDC)的南北极海冰覆盖范围 (Sea Ice Extent, SIE) 数据 (Fetterer et al., 2002),

(3) 美国国家环境预报中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 逐月地面气温和海平面气压再分析数据 (Kalnay et al., 1996), 以及 (4) 美国国家航空航天局 (National Aeronautics and Space Administration, NASA) 的 GEWEX/SRB (Global Energy and Water-Cycle Experiment/Surface Radiation Budget) 长/短波辐射通量卫星数据 (Stackhouse et al., 2011)。

3 海冰模拟结果评估

3.1 空间分布特征

3.1.1 海冰密集度

图 1 为模拟和观测的 1953~2012 年北半球冬季和夏季平均海冰密集度 (SIC) 的空间分布场, 从图 1a、b 中可以看出模拟的冬季北太平洋和北大西

洋的海冰明显偏多, 偏差主要位于鄂霍次克海、白令海、巴伦支海、格陵兰海以及巴芬湾。夏季 (图 1c、d) 在巴芬湾模拟的海冰偏多, 楚科奇海偏少, 且大部分海区模拟的 SIC 值要低于观测, 海冰边缘存在较大范围的碎冰区。图 2 为南半球的情形, 无论冬季还是夏季, 模拟的海冰分布均与观测较为接近。冬季 (图 2a、b) 在印度洋东部 ($60^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 附近) 模拟海冰偏多, 西部 ($0^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{E}$ 附近) 模拟的 SIC 值偏小; 夏季 (图 2c、d) 主要在威德尔海模拟的海冰偏少。从冬季和夏季海冰密集度的均方根误差 (Root Mean Square Error, RMSE) 分布 (图 3) 上, 可以看出冬季北半球 (图 3a) 误差最大的区域主要位于格陵兰岛周边海域以及鄂霍次克海, 其他大部分海区 RMSE 小于 0.1; 夏季 (图 3b) 误差较大的区域位于巴芬湾和波弗特海。冬季南半球 (图 3c) 误差较大的地区主要位于印度洋东部和太平洋的海冰边缘带, 而夏季 (图 3d) 的 RMSE 大

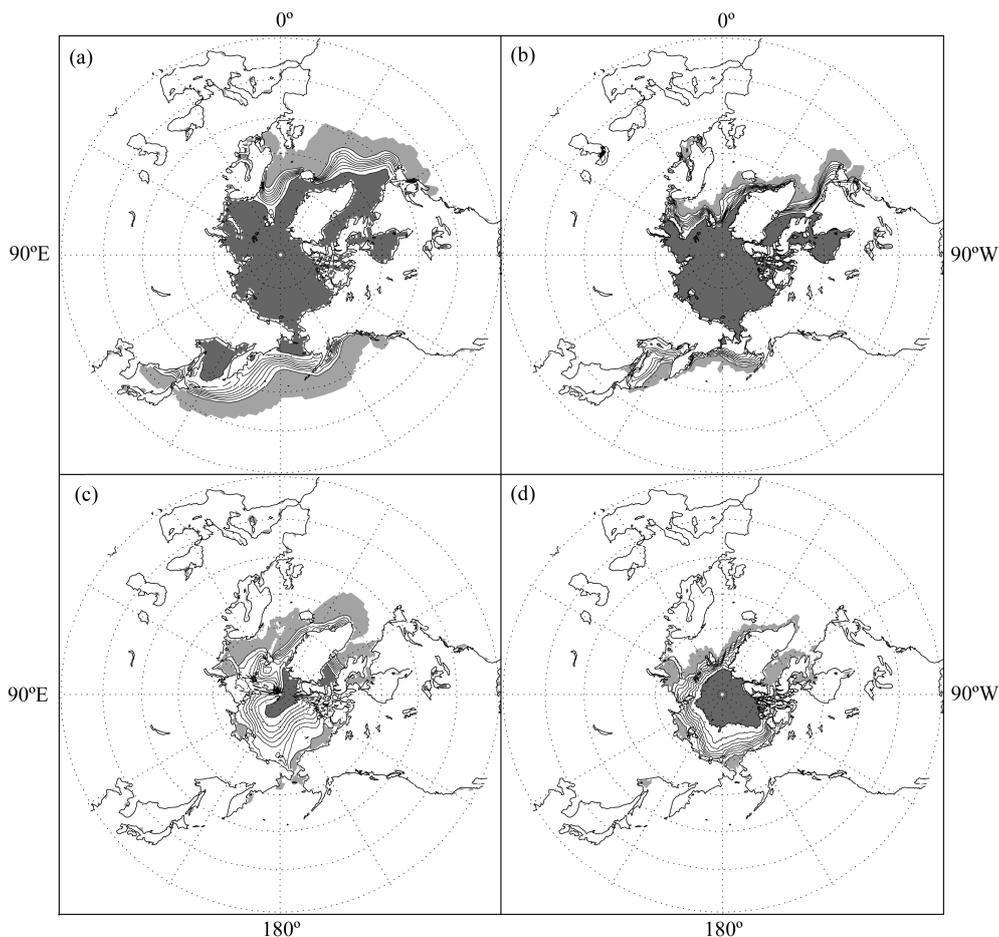


图 1 1953~2012 年北半球 (a, b) 冬季 (3 月) 和 (c, d) 夏季 (9 月) 平均海冰密集度空间分布: (a, c) 模拟; (b, d) HadISST 资料。深灰色区域海冰密集度大于 0.9, 浅灰色区域小于 0.1, 等值线间隔 0.1

Fig. 1 Sea ice concentrations of the Northern Hemisphere in (a, b) Mar. and (c, d) Sep. from 1953 to 2012: (a, c) Simulation; (b, d) HadISST. Dark (light) grey shadings: concentrations are greater than 0.9 (less than 0.1); Contour interval: 0.1

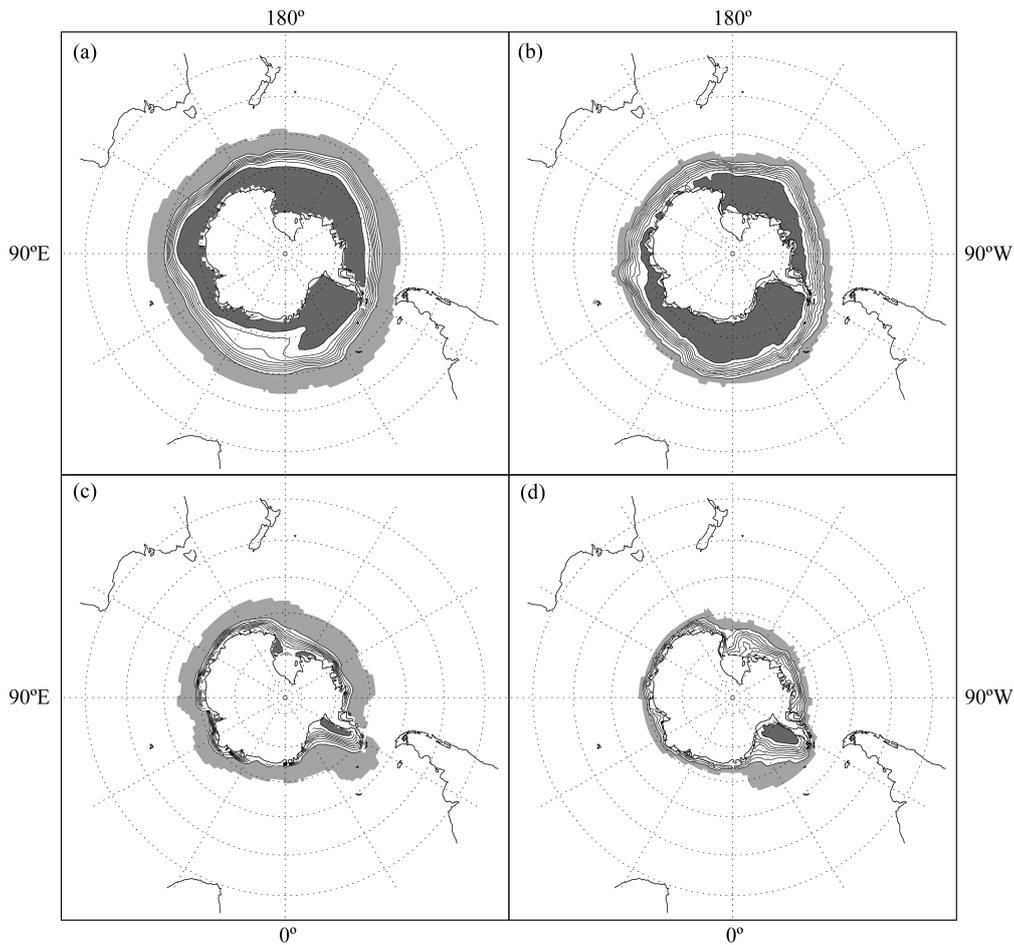


图2 1953~2012年南半球(a, b)冬季(9月)和(c, d)夏季(3月)平均海冰密集度空间分布:(a, c)模拟;(b, d)HadISST资料。深灰色区域海冰密集度大于0.9,浅灰色区域小于0.1,等值线间隔0.1

Fig. 2 Sea ice concentrations of the Southern Hemisphere in (a, b) Sep. and (c, d) Mar. from 1953 to 2012: (a, c) Simulation; (b, d) HadISST. Dark (light) grey shadings: concentrations are greater than 0.9 (less than 0.1); Contour interval: 0.1

值主要位于南极大陆沿岸,最大值出现在威德尔海。

3.1.2 海冰厚度

图4为1953~2012年全球冬季和夏季平均海冰厚度的模拟结果。由于海冰厚度的观测资料主要通过潜水艇、卫星等观测手段获取,得到的数据是短时的或区域性的,很难与本文中模式模拟结果所选时段和空间区域相一致;并且目前对海冰厚度观测数据的处理还没有统一标准。因此,我们在这里给出了模拟的海冰厚度分布图,并结合前人相关的研究结果进行定性地对分析。

从图4a可以看出,在北半球冬季,海冰在格陵兰岛及加拿大的北部海域最厚,厚度可达4 m以上,而靠近欧亚大陆架的喀拉海和巴伦支海的海冰厚度偏薄,小于1 m;在夏季(图4b),除了巴芬湾北部海域冰厚度可达3.5 m以上之外,北冰洋其他海

域的平均海冰厚度小于1 m。在观测方面, Serreze and Barry (2005)利用潜水艇观测数据得到的北半球平均海冰厚度分布结果显示,冬季在加拿大和格陵兰岛北侧的最大海冰厚度可以达到6~8 m,在欧亚大陆沿岸海冰厚度最薄在1 m以下; Kwok and Rothrock (2009)利用卫星数据研究了2003~2008年北极海冰厚度的空间分布特征,冰厚度从加拿大和格陵兰岛北侧逐渐向欧亚大陆方向递减,在北极点附近年平均海冰厚度约为2.0~2.5 m,而在相同时段内模式模拟的北极点区域海冰厚度约为1.5~2.0 m(图略)。因此BCC_CSM模式基本上能够模拟出北半球海冰厚度的高值区及空间分布特征,但是模拟的厚度值偏小。

对于南半球(图4c、d)而言,无论冬季还是夏季,模拟的海冰都比较薄,厚度不足1 m,威德尔海和阿蒙森海的海冰较厚,最厚的海冰出现在威

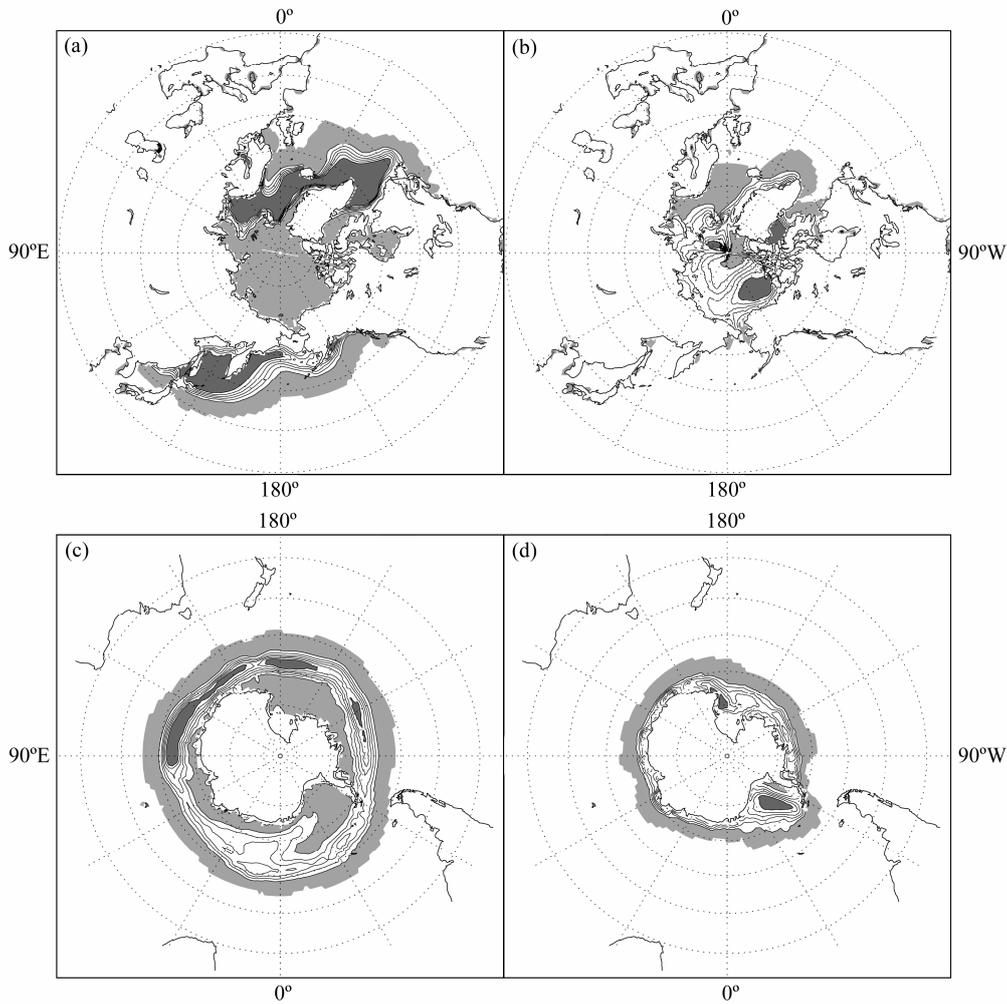


图3 1953~2012年北半球(a)冬季、(b)夏季和南半球(c)冬季、(d)夏季海冰密集度均方根误差空间分布。深灰色区域均方根误差大于0.6, 浅灰色区域小于0.1, 等值线间隔0.1

Fig. 3 The root mean square errors (RMSEs) of sea ice concentrations in the Northern Hemisphere (a: Mar., b: Sep.) and Southern Hemisphere (c: Sep., d: Mar.) from 1953 to 2012. Dark (light) grey shadings: errors are greater than 0.6 (less than 0.1); Contour interval: 0.1

德尔海西侧, 可达 1.5 m 以上, 并且这种厚冰在夏季几乎不消融。根据前人的研究结论, 南半球海冰厚度通常在 0.5~0.7 m (Wadhams et al., 1987), 威德尔海典型冰厚在 1.5 m 左右 (Lange and Eicken, 1991)。Kurtz and Markus (2012) 利用卫星数据研究了 2003~2008 年南极海冰厚度的空间分布特征, 结果表明: 南极最厚的海冰位于威德尔海西侧, 别林斯高晋海和阿蒙森海, 罗斯海西侧以及环南极海岸线地区, 最厚可达 1.5~2.0 m, 并且厚冰在融冰季节(夏季)仍然存在; 最薄的海冰出现在威德尔海东侧, 罗斯海以及海冰边缘区等。所以, 在南半球, 气候系统模式 BCC_CSM 模拟结果与观测值接近, 海冰厚度的模拟能力较好。

3.2 季节及年(代)际变化

一般认为当海冰密集度(SIC)不小于 15%时, 该区域为海冰所覆盖, 由此可以计算得到海冰覆盖面积(SIE)的季节和年际变化。图 5 为南北半球 SIE 的季节变化, 北半球(图 5a)模拟的夏季 SIE 接近观测值并略有偏低, 冬季 SIE 则远高于观测, 南半球(图 5b)模拟的各个月份 SIE 与观测较为一致, 冬季略高、夏季略低。结合 SIE 的年际变化曲线(图 6), 可以看出北半球(图 6a)模拟的 SIE 要明显高于观测结果, 其长期有减小趋势, 与观测较为一致, 根据模式和 HadISST 资料计算得到北半球平均海冰面积的相关系数高达 0.91; 南半球模拟的 SIE 在 90 年代之前与观测存在较大偏差, 之后

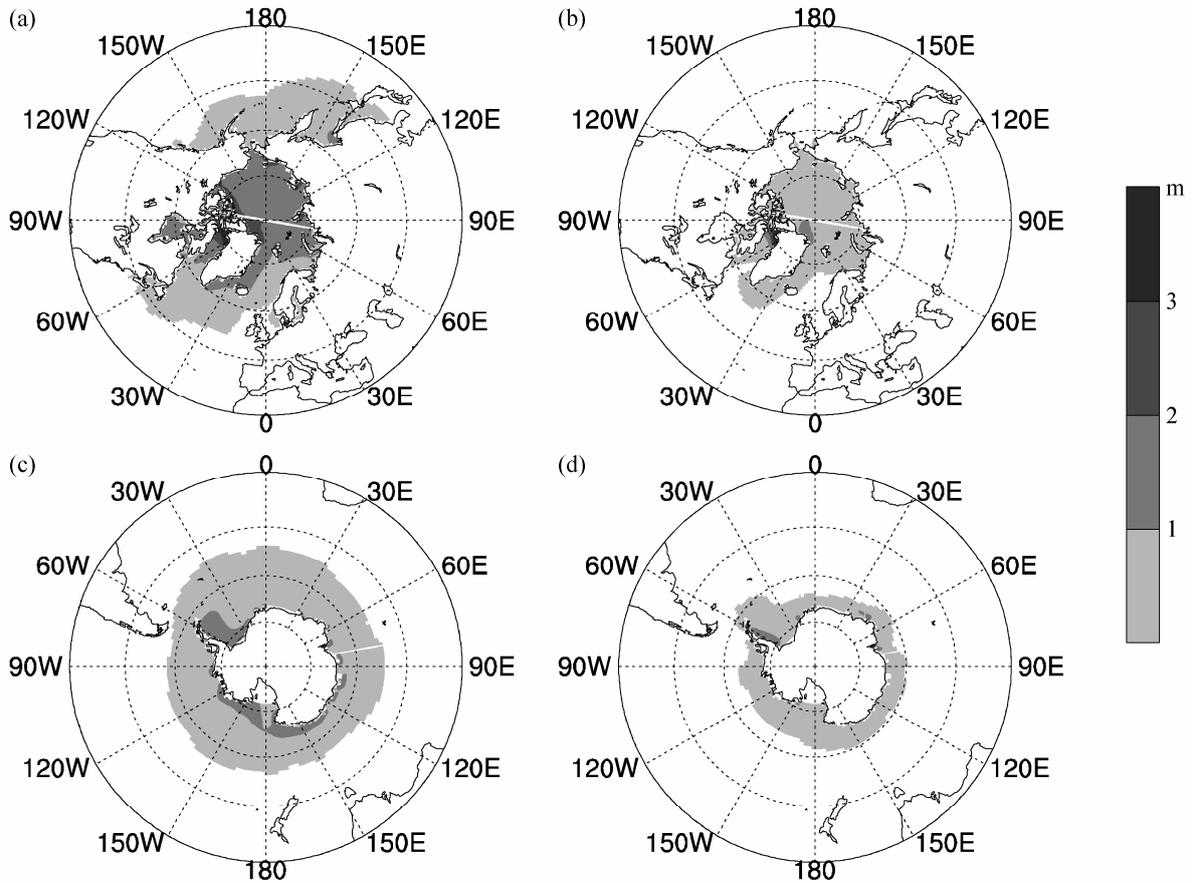


图 4 1953~2012 年北半球 (a) 冬季、(b) 夏季和南半球 (c) 冬季、(d) 夏季平均海冰厚度空间分布 (单位: m)

Fig. 4 Simulated sea ice thickness in the Northern Hemisphere (a: Mar., b: Sep.) and the Southern Hemisphere (c: Sep., d: Mar.) from 1953 to 2012 (unit: m)

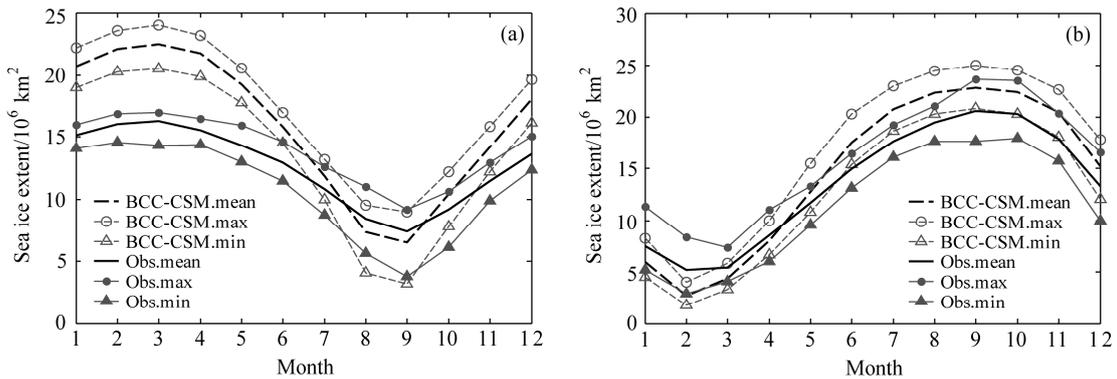


图 5 1953~2012 年 (a) 北半球和 (b) 南半球平均海冰面积季节变化曲线 (单位: 10^6 km^2 ; 虚线: 模拟; 实线: HadISST 资料)

Fig. 5 The annual cycle of mean sea ice extent in (a) the Northern Hemisphere and (b) the Southern Hemisphere from 1953 to 2012 (unit: 10^6 km^2 ; dashed lines: simulation; solid lines: HadISST)

较接近观测值, 且模拟和观测结果均显示 90 年代以来 SIE 有增长趋势。

图 7 为模拟和观测的北半球冬(夏)季海冰(SIC)长期变化趋势空间分布场。模拟结果(图 7a)显示, 冬季 SIC 在白令海存在大范围的减小趋

势, 与观测不符, 在阿拉斯加南部沿岸, 模拟和观测均显示 SIC 减小, 可以达到 $-0.1/10$ 年; 而鄂霍次克海北部 SIC 的减小趋势没有被模拟出来; 在大西洋一侧, 冬季格陵兰海和巴伦支海的 SIC 呈减小趋势, 但减小的强度比观测偏弱。对于夏季(图 7c、

d) 而言, 模拟和观测显示的 SIC 减小的区域较为一致, 分布在阿拉斯加和欧亚大陆北部沿岸以及格陵兰岛东岸, 但模拟的 SIC 减小程度低于观测。而在南半球 (图略), 无论冬季或夏季, 模式没有模拟出 SIC 增加的趋势特征。

另外, 通过对 BCC_CSM1.1 与 CMIP5 中其他

模式海冰模拟结果对比分析, 结果表明: BCC_CSM 模式模拟的北半球海冰面积在冬季异常偏多、夏季偏少, 而南半球海冰则在整体上相对于多数模式结果偏多, BCC_CSM 模式和 NorESM1-M (挪威)、MIROC4h (日本) 模式对南半球海冰面积季节变化的模拟较为接近观测值 (图略); 在年际变化上该

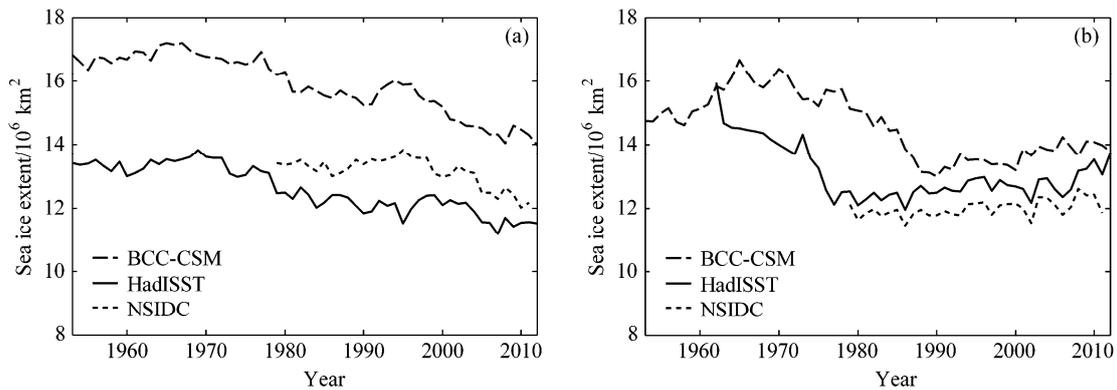


图6 1953~2012年(a)北半球和(b)南半球平均海冰面积时间序列(单位: 10^6 km^2 ; 虚线: 模拟; 实线: HadISST资料; 点线: NSIDC资料)
Fig. 6 Time series of the annual mean sea ice extent in (a) the Northern Hemisphere and (b) the Southern Hemisphere from 1953 to 2012 (unit: 10^6 km^2 ; dashed lines: simulation; solid lines: HadISST; dotted lines: NSIDC)

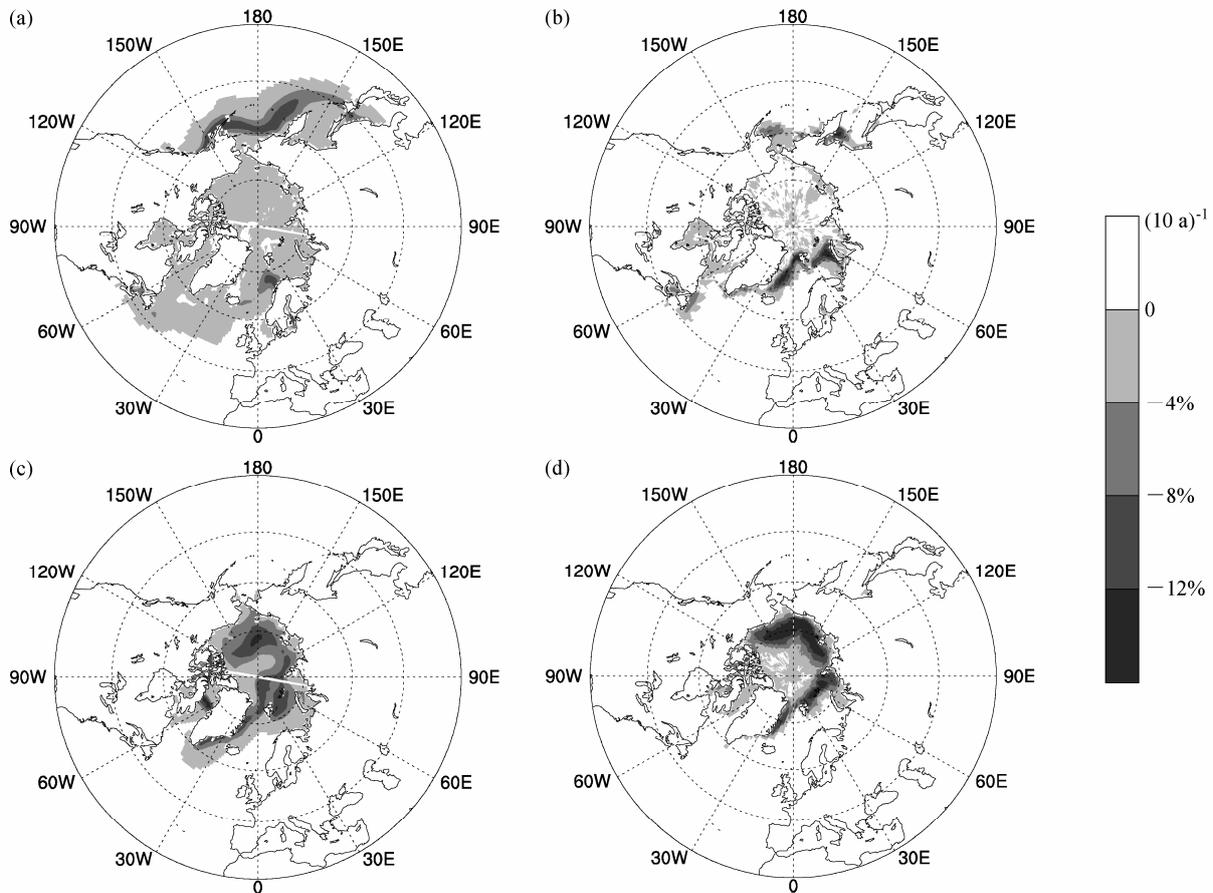


图7 1953~2012年北半球(a, b)冬季(3月)和(c, d)夏季(9月)海冰集中度长期变化趋势空间分布:(a, c)模拟;(b, d)HadISST资料
Fig. 7 Trends in mean annual sea ice concentration of the Northern Hemisphere in (a, b) Mar. and (c, d) Sep. from 1953 to 2012: (a, c) Simulation; (b, d) HadISST

模式未能准确模拟出近几十年来北半球海冰快速减少的趋势,对于南半球,BCC_CSM模式与CMIP5大多数模式一样,未能模拟出南半球夏季SIC增加的趋势(Turner et al., 2013)。

3.3 海冰分布形态

IPCC第五次评估报告指出,即使模拟的海冰面积相对准确,海冰密集度的地理分布也可能与观测结果存在较大差异(Flato et al., 2013)。为定量表征海冰面积模拟的准确性,客观衡量模拟和观测的海冰分布的差异性,我们参考前人的工作中所用统计量 P (Wu et al., 1997),利用网格点数据,分别统计出模式和HadISST资料均显示有海冰的区域面积 A_m 、模式结果为有海冰但是观测结果未显示有海冰的区域面积 A_{m1} 以及观测结果为有海冰但是模式结果未显示的区域面积 A_{o1} ,并由观测数据计算得到真实的海冰面积 A_o 。从而进一步得到统计量 P_m 、 P_o 和 P_u :

$$P_m = \left(\frac{A_m}{A_o} \right) \times 100, \quad P_o = \left(\frac{A_{m1}}{A_o} \right) \times 100,$$

$$P_u = - \left(\frac{A_{o1}}{A_o} \right) \times 100,$$

其中, P_m 表征模式能够正确描述海冰覆盖的那部分面积所占的百分比,其值越大表明海冰的分布信息

被正确模拟的比重越大; P_o 和 P_u 表征模式模拟海冰分布所存在的误差, P_o 代表过度模拟, P_u 代表不足模拟,二者绝对值越大表明模拟误差越大。图8为 P_m 的月一年际变化图,可以看出无论北半球(图8a)还是南半球(图8b),冬半年的 P_m 值都很高,达到90%以上,北半球更是在95%以上,夏半年的 P_m 值较低,最低在50%以下。因此,对于北半球而言,虽然冬季模拟的SIE在数值上存在很大偏差,但是对于有海冰覆盖的区域,模式基本可以模拟出来;南北半球夏季模拟的SIE在数值上虽与观测接近,但是模拟的海冰分布特征并不准确,甚至只有50%左右的海冰面积被正确模拟出来。总体而言,90年代以前的 P_m 值要稍大于90年代之后,这可能与近一二十年海冰变化剧烈有关,模式尚且不能准确地模拟出这种海冰快速变化的过程。

从 P_o 和 P_u 的季节变化曲线(图9)可以看出,北半球 P_o 值在冬半年偏高、夏半年偏低, P_u 在冬半年几乎为0,夏半年最大可超过30%;南半球 P_o 值波动较小,在20%左右, P_u 在冬半年稳定在10%左右,夏半年最大值可达60%以上。因此,模式在模拟南北半球夏季海冰时存在较大的不足模拟误差,部分有海冰存在的区域没有被模拟出来,而没有海冰的区域在模拟中却被误认为有海冰存在;冬季北半球海冰存在较大的过度模拟误差,这与前文的结

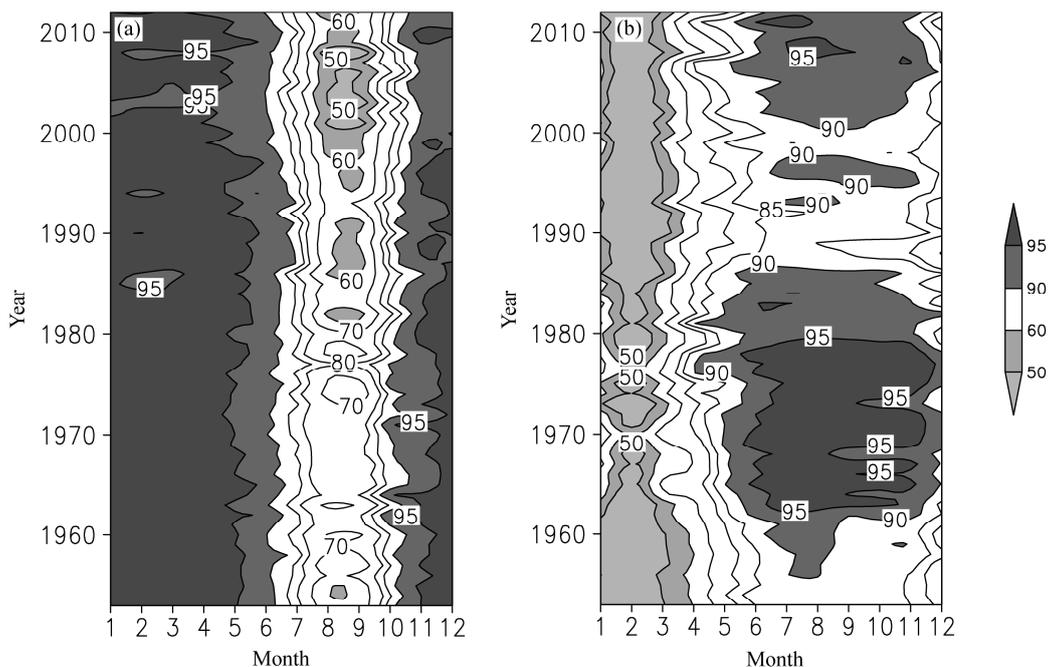


图8 1953~2012年(a)北半球和(b)南半球 P_m 月一年际分布

Fig. 8 The monthly-annual distribution of P_m in (a) the Northern Hemisphere and (b) the Southern Hemisphere from 1953 to 2012

论一致;而对于南半球,海冰的过度模拟误差在各个季节相差不大。相比之下,CMIP5 多模式模拟的海冰边缘线位置的中位数与观测结果更为一致 (Flato et al., 2013)。

4 北半球海冰误差影响因子分析

由上文可知, BCC_CSM 模式模拟海冰误差主要出现在北半球冬季,而在耦合模式中,海冰模式由大气场和海洋场共同驱动,海冰的模拟效果与高纬度海温、气温和海平面气压的模拟结果关系密切 (王秀成等, 2010)。本文以北半球为例,针对海冰模拟在边缘冰区误差较大,选取位于北太平洋和北大西洋的两个矩形区域,讨论海温对海冰模拟的影响。设定 ($42^{\circ}\text{N}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $131^{\circ}\text{E}\sim 158^{\circ}\text{W}$) 为太平洋区域,包括白令海和鄂霍次克海; ($55^{\circ}\text{N}\sim$

80°N , $45^{\circ}\text{W}\sim 60^{\circ}\text{E}$) 为大西洋区域,包括格陵兰海、巴伦支海和挪威海。由于模拟误差主要出现在冬半年,并在 3 月份最大,结合 3 月平均海表温度分布 (图 10) 可以看出,两个区域均存在大面积温度低于 -1°C 的海域,包括整个鄂霍次克海,白令海的大部分海域,以及格陵兰海北部和巴伦支海,通常我们认为温度低于 -1°C 的海水有利于海冰的生成。

图 11a 为太平洋区域 3 月份海冰面积 (SIE)、海表温度 (SST)、净辐射能量收入以及冰雪反照率随时间的变化曲线,其中净辐射能量和反照率的观测资料年份为 1984~2007 年。该区域模拟的 3 月海冰面积在 $4.5\times 10^6\text{ km}^2$ 左右,超出观测约 $2\times 10^6\text{ km}^2$,其海表面温度比观测偏低 1°C 左右,得到的平均净辐射能量也比观测少 $20\sim 30\text{ W/m}^2$,模拟的

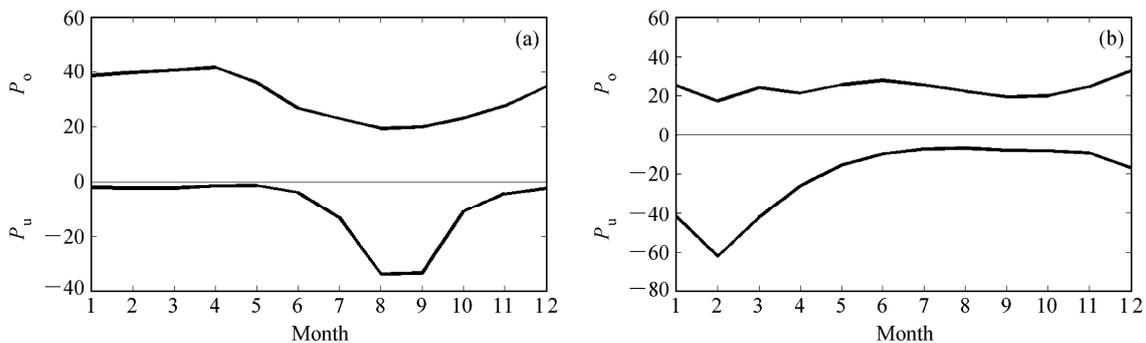


图 9 1953~2012 年 (a) 北半球和 (b) 南半球 P_o 、 P_u 季节变化曲线

Fig. 9 The annual cycle of the erroneous simulation (P_o and P_u) for ice location compared to observation in (a) the Northern Hemisphere and (b) the Southern Hemisphere from 1953 to 2012

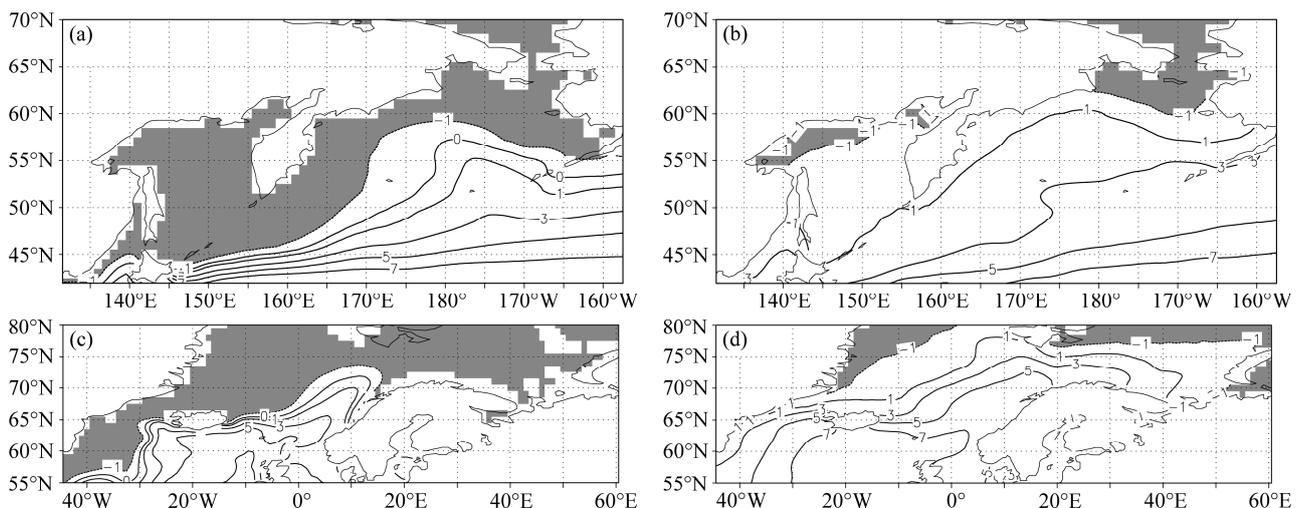


图 10 1953~2012 年 (a, b) 太平洋和 (c, d) 大西洋区域 3 月平均海表温度分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a, c) 模拟; (b, d) HadISST 资料。灰色区域海表温度小于 -1°C

Fig. 10 Sea surface temperature in (a, b) Pacific Region and (c, d) Atlantic Region in Mar. from 1953 to 2012 (unit: $^{\circ}\text{C}$): (a, c) Simulation; (b, d) HadISST. Grey shadings: temperature is less than -1°C

反照率则略高于观测值，这四个变量之间具有较好的配置关系。太平洋区域的高反照率使得海表面反射更多的太阳辐射，得到的净辐射能量就会减少，从而导致模拟的海温偏低，海冰偏多。另外，对于

各个变量的长期变化趋势而言，模拟的北太平洋区域平均反照率近 60 年来有明显的下降趋势，使得该区域所得到的净辐射能量有增加趋势，海洋吸收了更多的能量，海温不断升高，最终会导致该区域

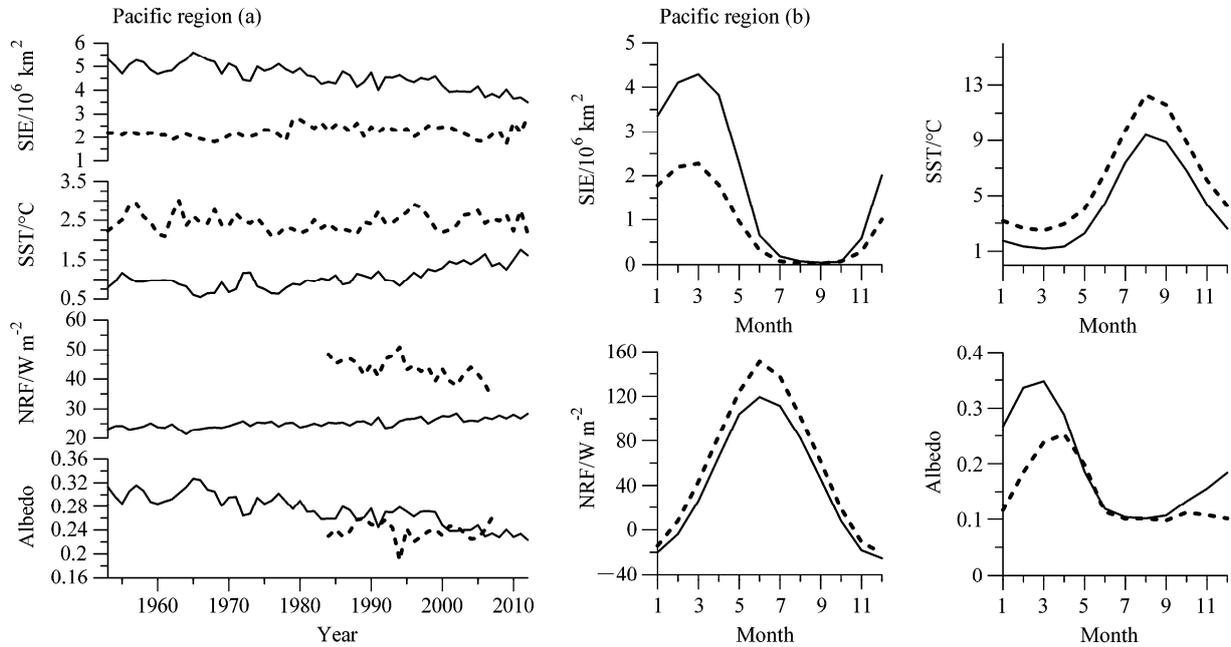


图 11 太平洋区域海冰面积 (SIE, 单位: 10⁶ km²)、海表温度 (单位: °C)、净辐射能量 (NRF, 单位: W/m²) 及反照率的 (a) 年际 (3 月) 和 (b) 季节变化 (实线: 模拟; 虚线: 观测)

Fig. 11 Time series (a, Mar.) and annual cycle (b) of the mean sea ice extent (10⁶ km²), sea surface temperature (°C), net radiation flux (W/m²) and albedo in Pacific Region (solid lines: simulation; dotted lines: HadISST and GEWEX/SRB)

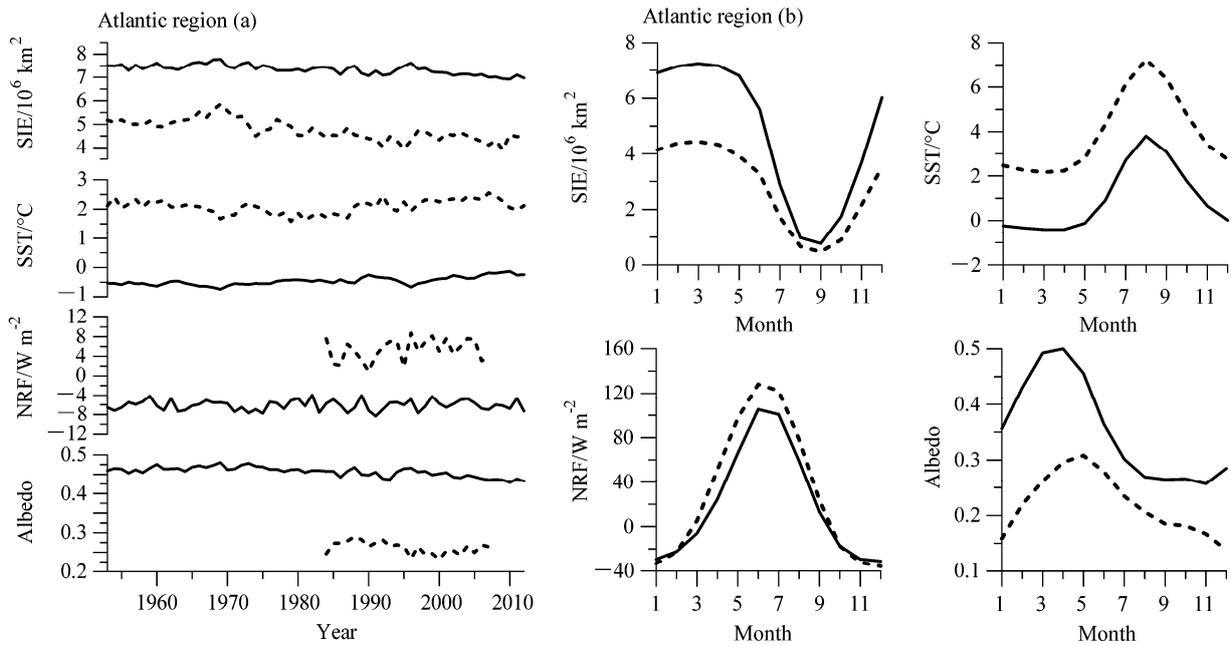


图 12 大西洋区域海冰面积 (单位: 10⁶ km²)、海表温度 (单位: °C)、净辐射能量 (单位: W/m²) 及反照率的 (a) 年际 (3 月) 和 (b) 季节变化 (实线: 模拟; 虚线: 观测)

Fig. 12 Time series (a, Mar.) and annual cycle (b) of the mean sea ice extent (10⁶ km²), sea surface temperature (°C), net radiation flux (W/m²), and albedo in Atlantic Region (solid lines: simulation; dotted lines: HadISST and GEWEX/SRB)

模拟的海冰面积有较明显的减小趋势。从其季节变化(图 11b)上可以看出,模拟的反照率在夏季与观测接近,其他季节高于观测,逐月的净辐射能量和海温都低于观测值,这种能量损失的持续累积使得海冰面积的误差在 3 月份达到最大。因此,太平洋区域海温偏冷、海冰偏多主要是由于热力过程导致的。

对于大西洋区域(图 12)也存在类似的配置关系,不同之处在于 3 月份净辐射能量与观测的偏差在 8 W/m^2 左右,低于太平洋区域的能量偏差,但是其海温却比观测低 2°C 以上,说明在大西洋区域,除了热量收支差异导致海温偏冷,向极地的热输送等动力过程也可能是海温异常偏冷的诱因。

图 13 和 14 分别给出了由模式和 NCEP 再分析资料得到的北半球 3 月地面大气温度场和海平面气压场。在模式中(图 13a),近地面温度从大西洋和太平洋向极地方向迅速递减,整个北冰洋的气温在 -20°C 以下,最冷区域出现在加拿大北部海域,在北大西洋一侧存在明显的暖舌,这些特征均与观测(图 13b)较为一致。模式模拟的 3 月海平面气压场(图 14a)中,模拟的西伯利亚高压和阿留申低压位置与观测(图 14b)接近,但冰岛低压强度比观测略大,模拟的位置偏东偏北,在巴伦支海和挪威海附近等压线近于纬向分布,使得向极地方向的气流减弱,导致通过大气环流向巴伦支海和挪威海输送的热量减少,另一方面海表面风应力的极向

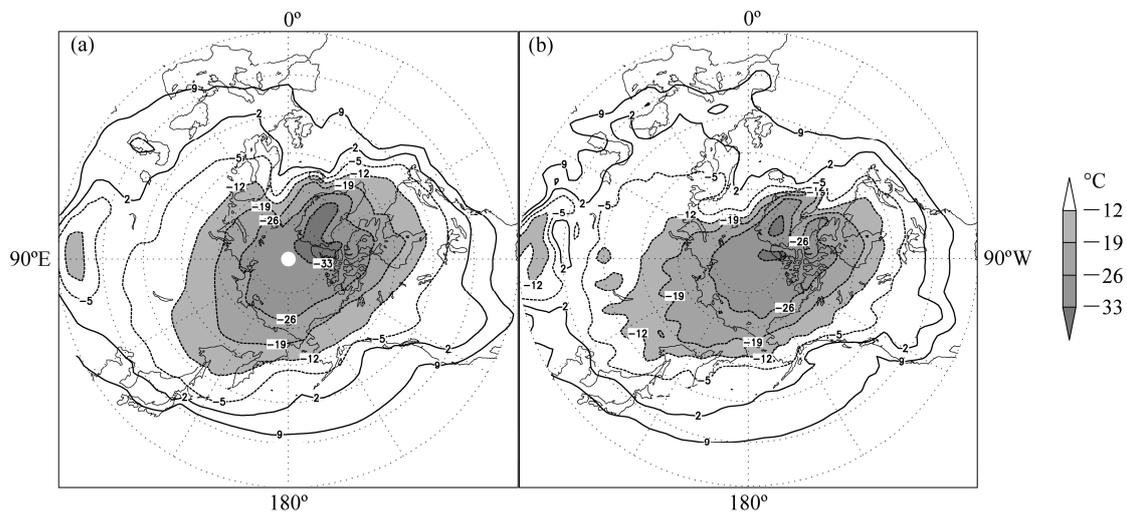


图 13 1953~2012 年北半球 3 月地面气温空间分布(单位: $^\circ\text{C}$): (a) 模拟; (b) NCEP 再分析资料

Fig. 13 Surface air temperature of the Northern Hemisphere in Mar. from 1953 to 2012 (unit: $^\circ\text{C}$): (a) Simulation; (b) NCEP

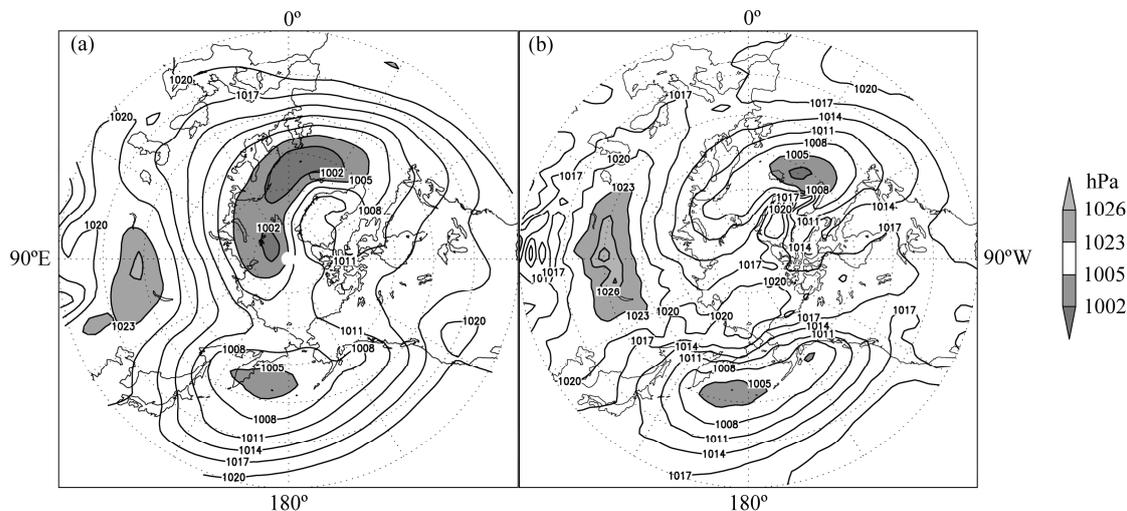


图 14 1953~2012 年北半球 3 月海平面气压空间分布(单位: hPa): (a) 模拟; (b) NCEP 再分析资料

Fig. 14 Sea level pressure of the Northern Hemisphere in Mar. from 1953 to 2012 (unit: hPa): (a) Simulation; (b) NCEP

分量减弱,北大西洋暖流向极地热量输送减少,最终会造成北大西洋一侧海区大气和海洋偏冷,海冰偏多。

5 结论

本文评估了 BCC_CSM1.1 模式对全球海冰面积和厚度的模拟能力,着重分析了模式在模拟海冰面积和分布形态上存在的误差,并讨论了产生这种误差的可能原因,结果表明:

(1) BCC_CSM 对于海冰空间分布的模拟,南半球的模拟结果好于北半球,北半球模拟误差最大的月份出现在冬季,模拟的北冰洋边缘海冰明显偏多;对于海冰厚度的空间分布,北半球基本模拟出了厚度的分布特征,但模拟的海冰偏薄,南半球模拟结果与观测较为一致。

(2) 模式对于海冰密集度年际变化趋势的模拟,基本模拟出北半球 SIC 减小的趋势,但减小程度比观测偏低;南半球模拟结果与观测偏差较大,没有模拟出 SIC 增加的趋势特征。

(3) 对于年平均海冰面积的模拟,北半球的 SIE 值要明显高于观测结果,并且其长期变化有减少趋势;南半球模拟的 SIE 值与观测接近,且观测和模拟均显示 1990 年代以来 SIE 有增长的趋势;另外,对于海冰面积的季节变化,模拟的南北半球夏季 SIE 均偏低、冬季偏高。然而, SIE 的模拟误差小并不代表模拟的准确性高,研究表明:虽然南半球夏季模拟的 SIE 在数值上与观测接近,但只有不超过一半面积的海冰被正确模拟出来。

(4) 模式模拟的北太平洋和北大西洋区域的冰雪反照率偏高,净辐射能量收入低于观测结果,导致该区域海温异常偏冷,海冰偏多;此外,冰岛低压的模拟误差致使北大西洋向极地的热量输送减少。上述因素是导致 BCC_CSM 模式模拟冬季北半球海冰面积存在较大偏差的重要原因。

参考文献 (References)

Arzel O, Fichefet T, Goosse H. 2006. Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs [J]. *Ocean Modelling*, 12 (3-4): 401-415.

Balcerak E. 2012. Arctic report card: Sea ice and snow reached record lows in 2012 [J]. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, 93 (51): 536-536.

卞林根, 林学椿. 2005. 近 30 年南极海冰的变化特征 [J]. *极地研究*, 17 (4): 233-244.

Bian Linggen, Lin Xuechun. 2005. Variation of Antarctic sea ice in the latest 30 years [J]. *Chinese Journal of Polar Research* (in

Chinese), 17(4): 233-244.

Comiso J C, Nishio F. 2008. Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: C02S07, doi:10.1029/2007JC004257.

Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35: L01703, doi:10.1029/2007GL031972.

Fetterer F, Knowles K, Meier W, et al. 2002. Sea Ice Index [DB/OL]. National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado, USA. <http://dx.doi.org/10.7265/N5QJ7F7W> [2013-05-07].

Flato G, Marotzke J, Abiodun B, et al. 2013. Evaluation of climate models [M]// *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 787-789.

高峰, 辛晓歌, 吴统文. 2012. BCC_CSM1.1 对 10 年尺度全球及区域温度的预测研究 [J]. *大气科学*, 36 (6): 1165-1179.

Gao Feng, Xin Xiaoge, Wu Tongwen. 2012. A study of the prediction of regional and global temperature on decadal time scale with BCC_CSM1.1 model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 36 (6): 1165-1179.

Hunke E C, Dukowicz J K. 1997. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 27 (9): 1849-1867.

Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437-471.

Kurtz N T, Markus T. 2012. Satellite observations of Antarctic sea ice thickness and volume [J]. *J. Geophys. Res.*, 117: C08025, doi:10.1029/2012JC008141.

Kwok R, Rothrock D A. 2009. Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958-2008 [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36: L15501, doi:10.1029/2009GL039035.

Lange M A, Eicken H. 1991. The sea ice thickness distribution in the northwestern Weddell Sea [J]. *J. Geophys. Res.*, 96 (C3): 4821-4837.

McLaren A J, Banks H T, Durman C F, et al. 2006. Evaluation of the sea ice simulation in a new coupled atmosphere-ocean climate model (HadGEM1) [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: C12014, doi:10.1029/2005JC003033.

Perovich D K, Richter-Menge J A. 2009. Loss of sea ice in the Arctic [J]. *Annual Review of Marine Science*, 1: 417-441.

Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

Rothrock D A, Percival D B, Wensnahan M. 2008. The decline in Arctic sea-ice thickness: Separating the spatial, annual, and interannual variability in a quarter century of submarine data [J]. *J. Geophys. Res.*, 113: C05003, doi:10.1029/2007JC004252.

Semtner A J. 1976. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 6 (3): 379-389.

Serreze M C, Barry R G. 2005. *The Arctic Climate System* [M]. New York: Cambridge University Press, 424.

- Stackhouse P W, Gupta S K, Cox S J, et al. 2011. The NASA/GEWEX surface radiation budget release 3.0: 24.5-year dataset [J]. *GEWEX News*, 21 (1): 10–12.
- Stroeve J C, Serreze M C, Holland M M, et al. 2012. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis [J]. *Climatic Change*, 110 (3–4): 1005–1027.
- Turner J, Bracegirdle T J, Phillips T, et al. 2013. An initial assessment of Antarctic sea ice extent in the CMIP5 models [J]. *J. Climate*, 26 (5): 1473–1484.
- Wadhams P, Lange M A, Ackley S F. 1987. The ice thickness distribution across the Atlantic sector of the Antarctic Ocean in midwinter [J]. *J. Geophys. Res.*, 92 (C13): 14535–14552.
- 王秀成, 刘骥平, 俞永强, 等. 2009. FGOALS_g1.1 极地气候模拟 [J]. *气象学报*, 67 (6): 961–972. Wang Xiucheng, Liu Jiping, Yu Yongqiang, et al. 2009. Polar climate simulation in FGOALS_g1.1 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67(6): 961-972.
- 王秀成, 刘骥平, 俞永强, 等. 2010. 海冰模式 CICE4.0 与 LASG/IAP 气候系统模式的耦合试验 [J]. *大气科学*, 34 (4): 780–792. Wang Xiucheng, Liu Jiping, Yu Yongqiang, et al. 2010. Experiment of coupling sea ice model CICE 4.0 to LASG/IAP climate system model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (4): 780–792.
- Winton M. 2000. A reformulated three-layer sea ice model [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17 (4): 525–531.
- Wu Xingren, Simmonds I, Budd W F. 1997. Modeling of Antarctic sea ice in a general circulation model [J]. *J. Climate*, 10 (4): 593–609.
- Xu Chonghai, Xu Ying. 2012. The projection of temperature and precipitation over China under RCP scenarios using a CMIP5 multi-model ensemble [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5 (6): 527–533.
- 张莉, 吴统文, 辛晓歌, 等. 2013. BCC_CSM 模式对热带降水年循环模式的模拟 [J]. *大气科学*, 37 (5): 994–1012. Zhang Li, Wu Tongwen, Xin Xiaoge, et al. 2013. The annual modes of tropical precipitation simulated by the Beijing Climate Center Climate System Model (BCC_CSM) [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37(5): 994–1012.
- 张璐, 张占海, 李群, 等. 2009. 近 30 年北极海冰异常变化趋势 [J]. *极地研究*, 21 (4): 344–352. Zhang Lu, Zhang Zhanhai, Li Qun, et al. 2009. Status of the recent declining of Arctic sea ice studies [J]. *Chinese Journal of Polar Research (in Chinese)*, 21(4): 344-352.