

夏坤, 王斌. 2015. 欧亚大陆积雪覆盖率的模拟评估及未来情景预估 [J]. 气候与环境研究, 20 (1): 41–52, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2014.13126.
Xia Kun, Wang Bin. 2015. Evaluation and projection of snow cover fraction over Eurasia [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 20 (1): 41–52.

欧亚大陆积雪覆盖率的模拟评估及未来情景预估

夏坤^{1,2} 王斌^{2,1}

1 清华大学地球系统数值模拟教育部重点实验室/清华大学地球系统科学研究中心, 北京 100084

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

摘 要 基于国际耦合模式比较计划第五阶段 (CMIP5) 历史模拟试验 (historical run) 的模式输出结果以及遥感数据, 采用相关分析、均方根误差、标准差等统计方法, 评估了 13 个气候 (或地球) 系统模式对欧亚大陆积雪覆盖率的模拟能力, 在此基础上, 采用多模式集合平均的方法对未来不同温室气体排放情景下 (rcp2.6、rcp4.5 和 rcp8.5) 欧亚大陆积雪覆盖率的变化进行预估。结果显示: 尽管各模式模拟的积雪覆盖率在高原地区与观测差异较大, 但总体看来模式能够对欧亚大陆积雪覆盖率的空间形态、季节变化及年际变化特征做出较好地模拟。未来预估结果表明, 多模式集合平均预估的欧亚大陆积雪覆盖率从 2006 年到 2040 年左右减少趋势非常明显, 且不同排放情景下模式模拟的积雪减少速率非常接近; 然而, 大约从 2040 年之后, 不同排放情景下的积雪覆盖率减小趋势的差异越来越大, rcp2.6 和 rcp4.5 下积雪覆盖率的变化趋于平缓, 而 rcp8.5 情景下, 积雪覆盖率一直减少, 冬季、春季和秋季都明显减少, 减少最显著的区域位于西欧和青藏高原地区。由此可见, 控制温室气体的排放对于未来欧亚大陆积雪的变化是至关重要的。

关键词 积雪覆盖率 欧亚大陆 CMIP5 试验 评估

文章编号 1006-9585 (2015) 01-0041-12

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2014.13126

Evaluation and Projection of Snow Cover Fraction over Eurasia

XIA Kun^{1,2} and WANG Bin^{2,1}

1 Ministry of Education Key Laboratory for Earth System Modeling, Center of Earth System Sciences, Tsinghua University, Beijing 100084

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on a combination of historical runs, one of the core experiments of the 5th Coupled Model Inter-comparison Project (CMIP5), and remote sensing data, simulations of the snow cover fraction over Eurasia from 13 coupled climate models were evaluated, using correlation analysis, root-mean-square error (RMSE), standard deviation, and other statistical metrics. The ensemble mean of the 13 models was used to project changes in snow cover fraction (SCF) over Eurasia under the conditions of three different representative concentration pathways (rcp2.6, rcp4.5, and rcp8.5). The results show that, although large differences are seen among simulations and between simulation and observation on the Tibetan Plateau, on the whole, the models were able to adequately simulate the spatial patterns, seasonal changes, and annual variation in SCF. The projection scenarios indicated a clearly decreasing trend from 2006 to 2040 under the different emission scenarios, with little difference between them. However, after 2040, the decreasing trend tends to be smoother under rcp2.6 and rcp4.5, whereas under rcp8.5 the trend is less pronounced. In this, the areas

收稿日期 2013-07-26; 网络预出版日期 2013-09-30

资助项目 国家科技支撑计划项目 2012BAC22B02, 国家重点基础研究发展计划项目 2013CBA802

作者简介 夏坤, 女, 1982 年出生, 博士, 主要从事陆气相互作用研究。E-mail: xiakun@lasg.iap.ac.cn

experiencing the most significant decrease are located to the west of Europe and on the Tibetan Plateau, and the greatest decrease is seen in winter, spring, and autumn. The results suggest that to maintain Eurasian snow cover, it is important to control greenhouse gas emissions in the future.

Keywords Snow cover fraction, Eurasia, CMIP5, Evaluation

1 引言

积雪作为冰冻圈的主要成员之一,是气候系统的重要组成部分,由于其具有高反照率、低热传导率及融雪等特性,使得积雪变化对陆气间的能量平衡和水循环过程有着重要的影响,从而会对整个陆地系统的水资源平衡、大气环流和气候变化产生影响(Zhang, 2005; Vavrus, 2007)。欧亚大陆积雪在全球地表雪盖中面积最大,且具有明显的季节、年际及年代际尺度的变化特征,它的异常不仅与我国东部夏季降水出现“南涝北旱”有着很好的相关(朱玉祥等, 2009),而且对东亚地区的季风降水也有着重要的影响(Wu et al., 2009; 穆松宁和周广庆, 2012),甚至还与北半球的天气、气候异常有着紧密的联系。政府间气候变化专门委员会(IPCC)第四次评估报告(AR4)指出,1966~2005年北半球年平均积雪覆盖率以 $1.4\%(10\text{ a})^{-1}$ [或 $0.33\times 10^6\text{ km}^2(10\text{ a})^{-1}$]的速率减少(Lemke et al., 2007)。因此,鉴于积雪对气候的重要影响以及在全球变暖背景下积雪出现的异常,未来积雪的可能变化是一个非常值得关注的问题。

目前,气候系统模式是开展气候变化机理研究和未来不同温室气体排放情景下气候变化预估的主要手段。即便现在的气候系统模式中还存在不确定性,但若它能对现代气候做出较好地模拟,那么相信它对未来的气候预估也有着相对较高的可信度。因此,在做未来预估之前,对模式性能的评估也显得尤其重要。已有一些研究学者开展了有关积雪评估及(或)预估的工作(Roesch, 2006; 马丽娟等, 2011; 汪方和丁一汇, 2011),这些工作关注的研究区域(北半球、东亚、欧洲等)、研究变量(雪水当量、积雪反照率、雪深等)及使用的分析方法都不尽相同,但唯一相同的是所有研究都基于耦合模式比较计划第三期(CMIP3)的结果而开展的。2008年9月世界气候研究计划(WCRP)耦合模拟工作组(WGCM)启动了耦合模式比较计划第五期(CMIP5),与CMIP3相比,本次比较计划有

来自国内外 27 个模式研发中心的近 60 个模式参加,是参加模式数目最多的一次,而且经过 5 年的时间,各模式在动力框架、物理过程及模式分辨率方面也有了一定程度的改进和提高。除此之外,试验中使用的外强迫数据也更接近于真实情况(<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/forcing.html> [2013-03-01])。根据已有的针对 CMIP3 和 CMIP5 模式在地表气温、海平面气压、北极涛动、ENSO 等方面的对比结果显示,CMIP5 模式结果较 CMIP3 模式有所提高(Stroeve et al., 2012; Yao et al., 2013; 郭彦等, 2013)。那么,新一代的气候系统模式(或地球系统模式)对于当代积雪的模拟能力以及未来积雪的预估情况如何呢?截至目前,利用 CMIP5 试验结果开展的针对积雪的工作较少,Qu and Hall (2014)发现不同模式对积雪反照率的反馈(SAF)大小模拟的差异较大,最大达 5 倍左右,与 CMIP3 的结果类似;Su et al. (2013)发现多数 CMIP5 模式低估了 1961~2005 年青藏高原东部地区的气温,高估了降水;Brutel-Vuilmet et al. (2013)发现 CMIP5 模式低估了 1979~2005 年北半球春季积雪面积的变化趋势,同时发现春季积雪面积与春季地表气温之间存在很好的线性关系,朱献和董文杰(2013)通过对 23 个 CMIP5 模式在北半球 3~4 月积雪面积模拟能力的评估,发现模式对高原等复杂地形地区积雪的模拟偏差较大。可以看出目前尚未有专门针对欧亚大陆积雪开展的评估及预估工作,而欧亚大陆积雪无论对我国、东亚还是整个北半球的短期气候预测和气候变化都有重要影响,对未来欧亚大陆积雪的合理预估,不仅有助于对区域(或大陆)尺度的生态、水资源等进行预估,还为适应气候变化和制定相应气候变化政策提供重要科学依据。因此,本研究旨在基于 CMIP5 试验中新一代气候(或地球)系统模式对欧亚大陆积雪覆盖率模拟能力全面评估的基础上,采用多模式算数集合平均的方法对未来不同温室气体排放情景下欧亚大陆积雪覆盖率进行预估,以期能够为今后制定气候变化和气候适应政策提供科学依据。

2 资料和方法

2.1 模式资料和观测资料

积雪覆盖率是指单位网格内积雪所占的比例，一般用百分数或 0~1 的数字表示。它是模式中的诊断量之一，通过参数化得到，与积雪深度、地表粗糙度长度、积雪密度及地形等因子有关。不同模式中使用的积雪覆盖率的计算方案不尽相同，其差异主要在于不同方案中考虑的影响因子个数及对因子的量化形式不同。下面分别介绍本文所用的积雪覆盖率的模式和观测资料。

2.1.1 模式资料

本文在评估 CMIP5 模式对 20 世纪积雪覆盖率模拟能力的基础上，针对不同的典型浓度路径排放情景 (rcp2.6、rcp4.5、rcp8.5) 对未来积雪的变化做出预估。然而，并非所有的 CMIP5 模式都提供了积雪覆盖率 (SCF) 的产品输出，因此，这里选择了在 20 世纪模拟 (historical) 试验、3 种典型浓度路径排放情景下均有 SCF 月平均输出的模式。另外，有的模式中心同时提供了多个模式产品的输出 (如 NASA GISS 提交了 4 个模式的结果)，不同模式版本之间的差别主要在于分辨率不同、所用网格不同或是否考虑碳循环过程等，为了减少由于模式间的不独立性导致多模式集合预估结果的可信度和可靠程度降低 (Masson 和 Knutti, 2011; 赵宗慈等, 2013)，对于同时提供多个模式产品的模式中心，仅选择其中一个较高分辨率的地球系统模式的输出产品用于本文分析，符合上述几点要求的模式有 13 个，表 1 列出了各个模式的基本信息。

表 1 CMIP5 中 13 个气候系统模式的基本信息

Table 1 The main informations of models in CMIP5 (the 5th Coupled Model Inter-comparison Project)

模式名称	国家	分辨率	机构
bcc-csm1-1-m	中国	320×160	北京气候中心
BNU-ESM	中国	128×64	北京师范大学
CanESM2	加拿大	128×64	加拿大气候模拟和分析中心
CNRM-CM5	法国	256×128	国家气象中心/算法和计算科学中心
FIO-ESM	中国	128×64	国家海洋一所
FGOALS-g2	中国	128×60	中国科学院大气物理研究所/清华大学
inmcm4	俄罗斯	180×120	计算数学研究所
MIROC-ESM	日本	128×64	东京大学/国家环境研究所
MPI-ESM-MR	德国	192×96	马普气象研究所
MRI-CGCM3	日本	320×160	气象研究所
GISS-E2-H	美国	144×90	NASA 戈达德太空研究所
CCSM4	美国	288×192	国家大气研究中心
NorESM1-M	挪威	144×96	挪威气候中心

2.1.2 观测资料

采用 NOAA 可见光遥感的积雪覆盖率数据，该资料由 NOAA 等面积可扩充地球网格 (EASE-Grid) 周积雪面积观测资料转换而得到，本研究中分别使用了气候态的数据和时间跨度 1971~1994 年的逐月数据，这两个数据分别用来检验模式对积雪覆盖率的气候态和年际变率的模拟能力。另外，美国空军/环境技术应用中心 (USAF/ETAC) (Foster and Davy, 1988) 气候态的全球积雪深度数据、Willmott and Matsuura (2000) 气候态的地表气温和降水数据在下面的相关研究中也使用。

2.2 方法介绍

由于各模式间的分辨率差异较大，为了便于开展多模式间的对比评估和集合预估工作，采用双线性插值方法将所有模式结果插值到 128×64 网格上。通过相关分析、误差分析 (均方根误差和标准差)、趋势分析等方法，对各模式在历史模拟试验中最后 50 年 (1956~2005 年) 的模拟能力进行检验，以评估各模式对积雪覆盖率的模拟能力，并采用集合平均的方法对未来积雪覆盖率的变化进行预估。

3 积雪模拟能力的评估

3.1 空间相关分析

空间相关分析主要用于检验两个物理量场空间形态分布的一致性。图 1 为 1956~2005 年 CMIP5 各模式模拟与观测欧亚大陆冬季积雪覆盖率的空间分布图，可以看出，各模式均能呈现出欧亚大陆积雪覆盖率由北向南逐渐减少、青藏高原地区高于同纬度其他地区的空间分布形态，但各模式模拟的积雪覆盖率与观测相比，在青藏高原地区的数值差异较大，遥感观测的积雪覆盖率在高原地区为 0.3 左右，而模式模拟的高原地区的积雪覆盖率介于 0.3~1，如 BNU-ESM 模拟的积雪覆盖率在青藏高原地区接近于 1，而 FGOALS-g2 和 MPI-ESM-MR 模拟的值分别介于 0.7~0.8 和 0.3~0.4。本研究中使用的积雪覆盖率的观测资料为 NOAA 的可见光遥感数据，可见光数据受云的影响较大，而高原又是多云地区，云的影响会导致大面积的积雪覆盖率被漏测 (朱玉祥和丁一汇, 2007)，因此，该遥感数据在高原处有些偏低。另外，高原地区的地形又极其复杂，目前模式本身对于复杂地形区域的模拟

还存在一些偏差, 因此, 导致各模式模拟的青藏高原地区的积雪覆盖率与观测在量值上相差较大。为了定量的表示各模式模拟的积雪覆盖率空间形态与观测的一致性程度, 计算了各个模式与观测的积雪覆盖率的相关系数逐月的变化。从图 2 可以看出, 模式模拟与观测的积雪覆盖率的空间相关系数在积雪较多的季节 (秋季、冬季和春季) 达到了 0.85

之上, 大于积雪较少的季节 (夏季)。从量值大小上看, 除气候系统模式 *inmcm4* 外, 几乎所有模式模拟的 60°N 以北的积雪覆盖率与观测相比都偏小。除此之外, 还计算了各个模式模拟的冬季欧亚地区积雪覆盖率的均方根误差 (RMSE), 用来表征模拟与观测的接近程度, 该值越接近 0 表示模式模拟的能力越强, 各个模式之间的 RMSE 差别不大, 多模

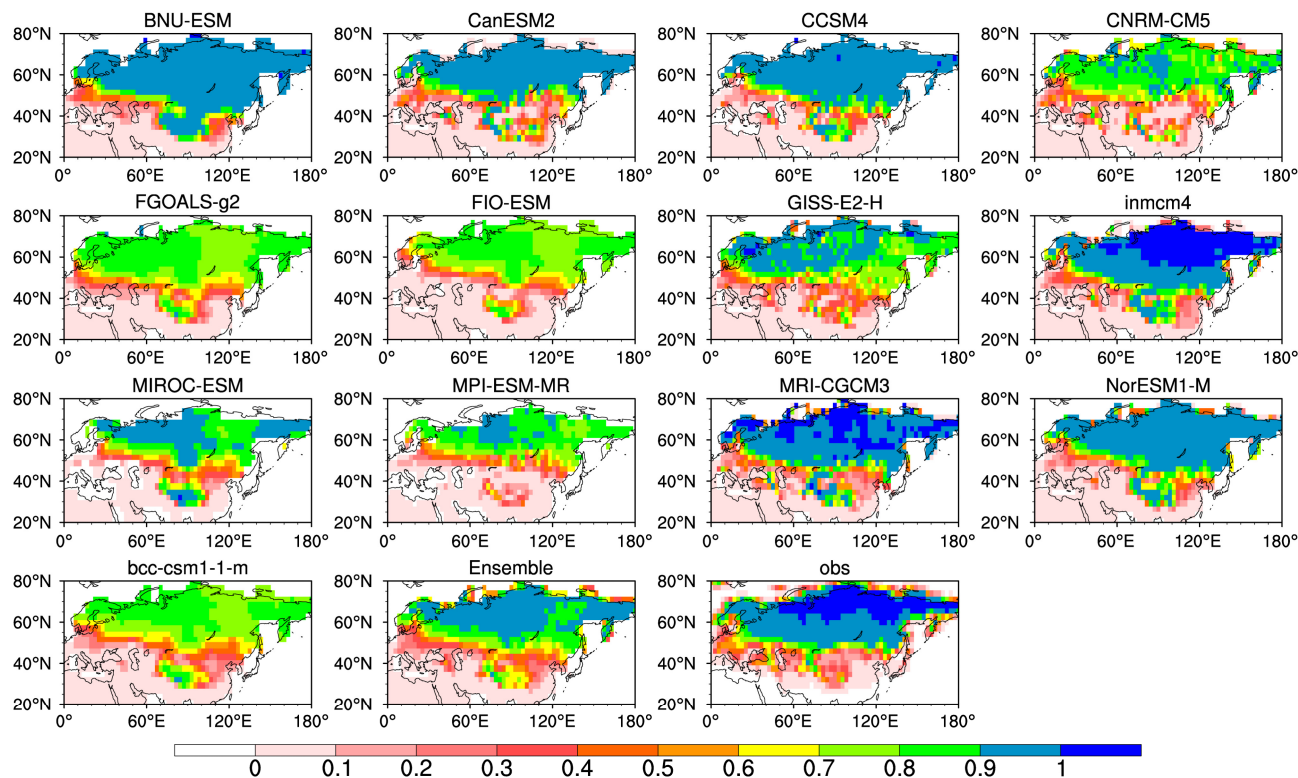


图 1 1956~2005 年 CMIP5 各模式模拟与观测欧亚大陆冬季积雪覆盖率的空间分布

Fig. 1 Spatial distribution of winter mean snow cover fraction over Eurasia from CMIP5 models and observations during 1956–2005

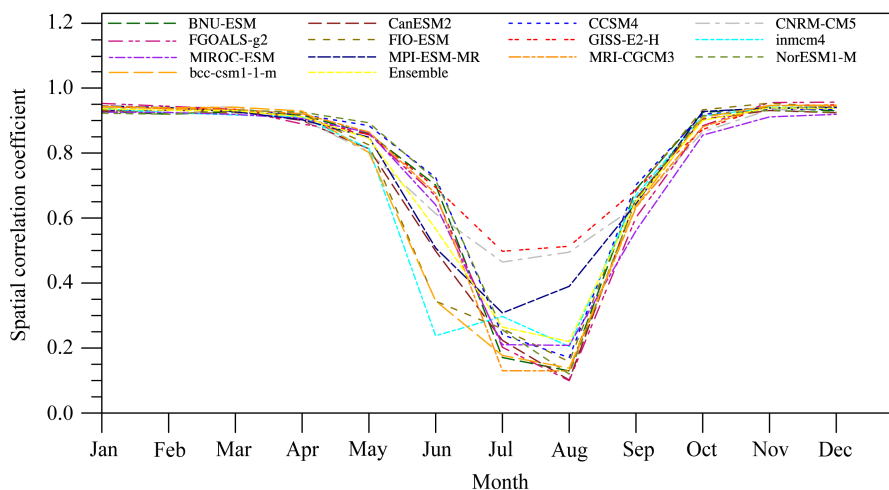


图 2 CMIP5 各模式模拟与观测欧亚大陆积雪覆盖率的空间相关系数随季节的变化

Fig. 2 Monthly variations of spatial correlation coefficients between snow cover fraction over Eurasia of CMIP5 models and observations

式的平均值为 0.149。整体看来，多模式对积雪覆盖率的空

3.2 季节变化的模拟

除了空间形态外，还检验了各模式对欧亚大陆积雪覆盖率季节变化的模拟能力。从图 3 可以看出，基本上所有模式模拟的积雪覆盖率的季节变化与观测在位相上都能吻合较好，两者的相关系数超过 0.95，然而，各模式模拟的积雪覆盖率在各个月份上的模拟值都大于观测，所有模式与观测的标准差之比都大于 1，尤其是 BUN-ESM、CCSM4、inmcm4、MIROC-ESM 和 MRI-CGCM3，模式标准差都超过了 1.5 倍的观测标准差，意味着模式模拟的积雪覆盖率的季节变化幅度超过了观测，高估了季节变化（表 2）。

根据 Wu and Wu（2004）和李伟平等（2009）针对不同积雪覆盖率方案的对比工作可知，在同一大气强迫和陆面过程的物理框架下，使用不同的积

表 2 CMIP5 各个模式模拟的 1956~2005 年整个欧亚大陆积雪覆盖率与观测之间的一些统计量

Table 2 Statistics of snow cover fraction over Eurasia between CMIP5 models and observations during 1956–2005

模式	模拟与观测 相关系数	模拟与观测标 准差的比值	RMSE	相对于 1985~ 2005 年的偏差
BNU-ESM	0.997	1.719	0.146	0.892%
CanESM2	0.981	1.430	0.084	0.330%
CCSM4	0.997	1.587	0.112	0.449%
CNRM-CM5	0.971	1.287	0.075	0.432%
FGOALS-g2	0.987	1.359	0.075	0.286%
FIO-ESM	0.992	1.130	0.024	0.206%
GISS-E2-H	0.990	1.326	0.084	0.079%
inmcm4	0.992	1.638	0.108	0.082%
MIROC-ESM	0.966	1.519	0.101	0.307%
MPI-ESM-MR	0.992	1.123	0.025	0.296%
MRI-CGCM3	0.996	1.589	0.116	0.123%
NorESM1-M	0.998	1.462	0.101	0.778%
bcc-csm1-1-m	0.992	1.270	0.041	0.522%

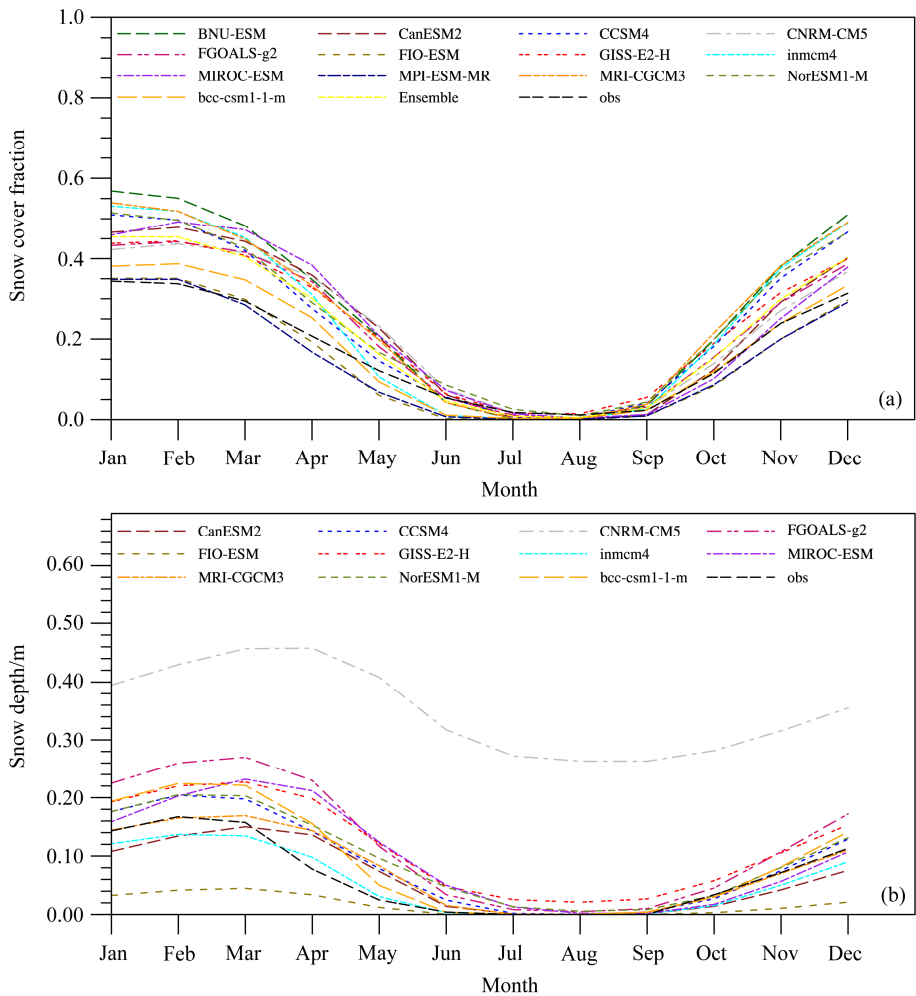


图 3 观测和 CMIP5 各模式模拟的欧亚大陆（a）积雪覆盖率和（b）积雪深度的季节变化
Fig. 3 The seasonal variation of (a) snow cover fraction and (b) snow depth over Eurasia from CMIP5 models and observations

雪覆盖率方案,得到的模式模拟的积雪覆盖率差别很大。除此之外,根据 Xia et al. (2014) 针对 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 两个模式对积雪覆盖率模拟情况的分析可知,既要考虑积雪覆盖率参数化方案本身的影响,又要考虑大气强迫的影响。本研究中的 13 个模式,其中 BNU-ESM、FGOALS-g2、FIO-ESM、bcc-csm1-l-m 中使用了 NCAR CLM3.0 中的积雪覆盖率方案, MRI-CGCM3 中使用了 SIB 中的积雪覆盖率方案,这两个积雪覆盖率方案都仅考虑了积雪深度的影响, CCSM4 和 NorESM1-M 模式使用了 CLM4.0 中的方案,除考虑了积雪深度的影响外,还考虑了积雪密度的影响, CanESM2 和 GISS-E2-H 中的积雪覆盖率仅与雪水当量有关,而雪水当量和积雪深度是两个可以相互转换的量。根据文献调研尚未找到其余几个模式中使用的积雪覆盖率的具体方案,但从现有的调研结果看,大多数模式的积雪覆盖率方案都与积雪深度有关。由图 3b 可知,各模式模拟的积雪深度也基本上都大于观测,特别是在冬季,而积雪深度模拟的好坏主要取决于降水和气温,因此,计算了各模式在冬季气温和降水与观测的偏差(表 3),可以看出,在冬季,各模式模拟的欧亚大陆的降水都呈现出明显的偏多,而气温在冬季也呈现出明显的正偏差,温度偏高不利于积雪的积累,但由于模式模拟的冬季气温一直低于 0℃,因此,更多的降水在低温下以降雪的方式降落,导致过多的积雪生成,因此,认为冬季积雪偏多是降水起到了主要作用。然而,积雪覆盖率模拟偏大的原因是否与积雪覆盖率参数化方案的本身有关,还需要开展一系列敏感性试验继续深入分析。

由于各模式积雪覆盖率的季节变化与观测的差异较大,因此,计算得到的各模式的 RMSE 也较大。为了分析 RMSE 的空间分布特征,对欧亚大陆中每个点的积雪覆盖率的季节变化的 RMSE 进行了分析,从图 4 可以看出,各模式 RMSE 空间分布呈现出的共同特点是最大的 RMSE 区域基本都集中在青藏高原附近,主要由于模式和观测的积雪覆盖率在高原处的不确定性大而造成,而 RMSE 最大区域的分布范围,不同模式间是不一致的,如 BNU-ESM 模式,基本上我国东北、华北、高原地区都是 RMSE 较大的区域,而 FGOALS-g2、GISS-E2-H 等模式的大 RMSE 的区域就小了很多,这也反应了积雪的空间异质性,因此,在模式中要充分考虑次网格过程对积雪覆盖率的影响。

表 3 CMIP5 各模式模拟的 1956~2005 年欧亚大陆冬季降水率和 2 m 气温与观测的偏差

Table 3 The biases of precipitation rate and 2-m temperature between CMIP5 models and observations over Eurasia during winter of 1956–2005

	降水率偏差/mm d ⁻¹	2 m 气温偏差/°C
CanESM2	0.868	4.840
CCSM4	0.836	4.094
FIO-ESM	1.191	3.665
inmcm4	0.603	4.008
MIROC-ESM	0.770	6.908
MPI-ESM-MR	0.745	5.480
MRI-CGCM3	0.653	1.936
NorESM1-M	0.618	4.017
CNRM-CM5	1.236	1.330
FGOALS-g2	0.711	0.095
GISS-G2-H	1.049	4.340
bcc-csm-1-m	0.921	4.098

3.3 年际变化和变化趋势

图 5 为各个模式模拟的整个欧亚大陆 1971~1994 年积雪覆盖率变化的 Taylor 图,模式点到原点的距离代表其相对于观测的标准差,模式点方位角的余弦代表其与观测的相关系数,模式点到参考点 REF 的距离代表均方根误差,模式点距离 REF 越近代表模式的模拟性能越好。可以看出所有模式模拟结果与观测的时间相关系数都很小(0~0.5),小于表 2 中计算的各模式在 1956~2005 年欧亚大陆积雪覆盖率季节变化与观测的相关系数,意味着模式模拟的欧亚大陆积雪覆盖率 1971~1994 年变化与观测的相位吻合较差,积雪覆盖率年际变化的模拟弱于季节变化的模拟,与 Xia et al. (2014) 的结论一致。另外,各个模式模拟结果与观测的标准差的比值均小于 1,说明模式模拟的欧亚大陆积雪覆盖率的变化幅度小于观测,模式低估了积雪覆盖率的年际变化。同时,还计算了每个模式 1971~1994 年的线性变化趋势,总体看来模式能够对整个欧亚大陆在 1971~1994 年的线性变化趋势做出较好地模拟,除 FGOALS-g2 [0.05% (10 a)⁻¹]和 MRI-CGCM3 两个模式的模拟结果呈现出非常弱的增加趋势外,其余模式均呈现减小趋势,其中 NorESM1-M [−0.54% (10 a)⁻¹]、BNU-ESM[−0.52% (10 a)⁻¹]和 bcc-csm-1-m [−0.49% (10 a)⁻¹]的减小趋势与观测 [−0.65% (10 a)⁻¹]最为接近。除此之外,还对欧亚大陆每个点上积雪覆盖率在 1971~1994 年间的变化趋势进行了研究(图 6),观测结果显示积雪覆盖率除在贝加尔湖的南部、青藏高原的南部及西欧

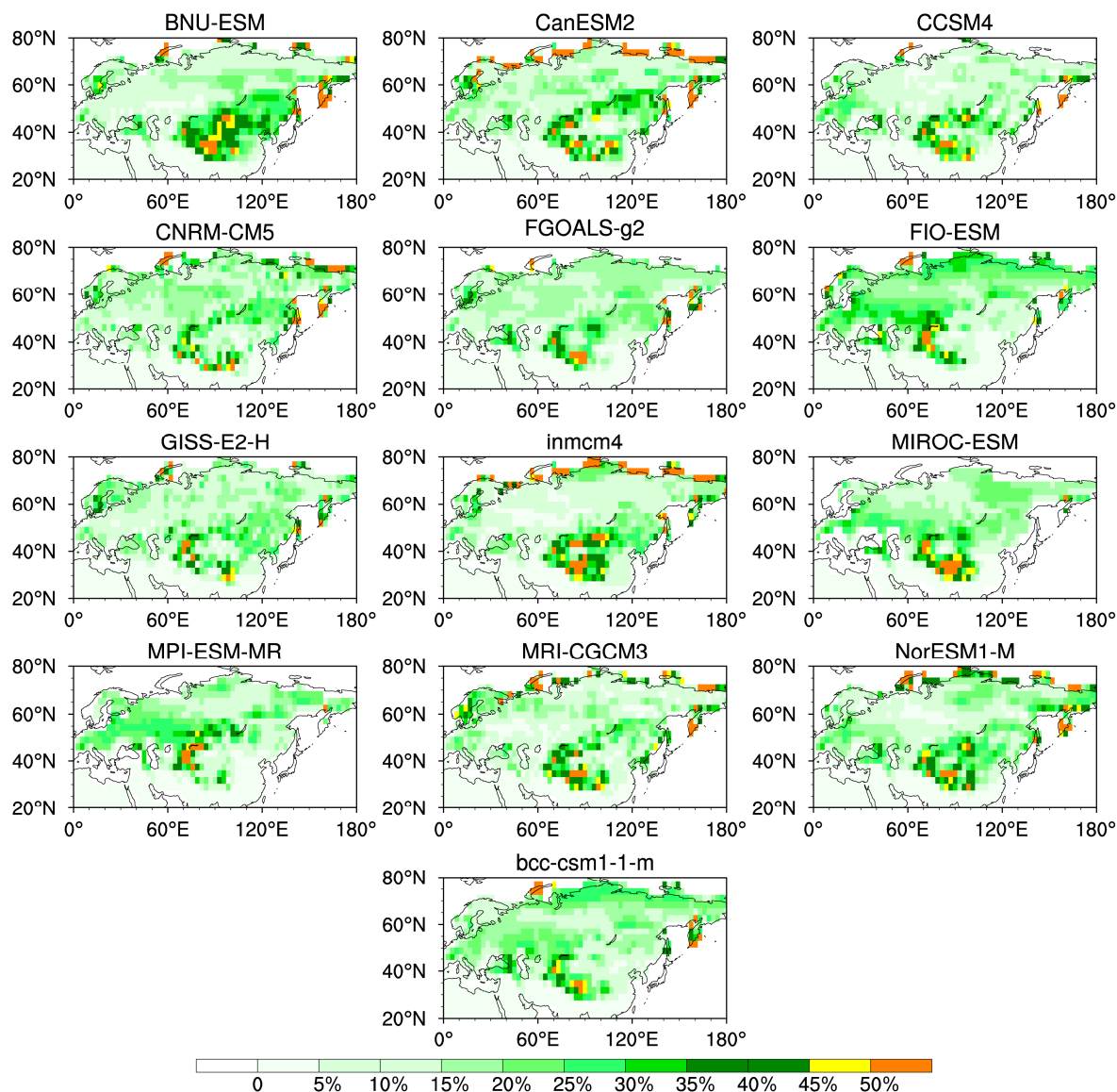


图4 CMIP5 各模式模拟与观测的欧亚大陆积雪覆盖率季节变化的均方根误差 (RMSE) 的空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of RMSE (Root-Mean-Square Error) of seasonal variation of snow cover fraction over Eurasia between CMIP5 models and observations

南部的小部分区域有弱的增加趋势外, 西欧和青藏高原一带积雪覆盖率呈现出显著的减少趋势。尽管模式能够对 1971~1994 年欧亚大陆平均的线性变化趋势做出较好地模拟, 但不同模式模拟的积雪覆盖率变化趋势的空间分布差异较大, 其中 BNU-ESM、CCSM4 和 CNRM-CM5 能够对西欧地区积雪覆盖率减少的趋势做出较好地模拟, 但这 3 个模式模拟的西欧地区积雪覆盖率减少的范围略大于观测, 其余的模式对西欧地区积雪覆盖率的减少趋势模拟的过弱 (如 GISS-E2-H), 或是模拟呈现出弱的增加趋势 (如 FIO-ESM), 而各模式对青藏高原

地区积雪覆盖率的变化模拟与观测相比也较弱, 整体看来, 不同模式在积雪覆盖率变化趋势的空间分布模拟方面还存在着一定的差异。

通过上述的分析可知, 本研究中所用的 CMIP5 中的 13 个模式能够对积雪覆盖率的空间分布形态、季节变化及年际变化特征做出较好地模拟, 然而, 一方面由于目前尚无对于积雪插值的统一或可推荐的方法, 将所有模式结果通过双线性方法插值到同一网格, 这样会给模式结果带来一定的误差, 同时, 由于模式和观测资料在高原的不确定性, 导致各个模式模拟的积雪覆盖率与观测相比在青藏高

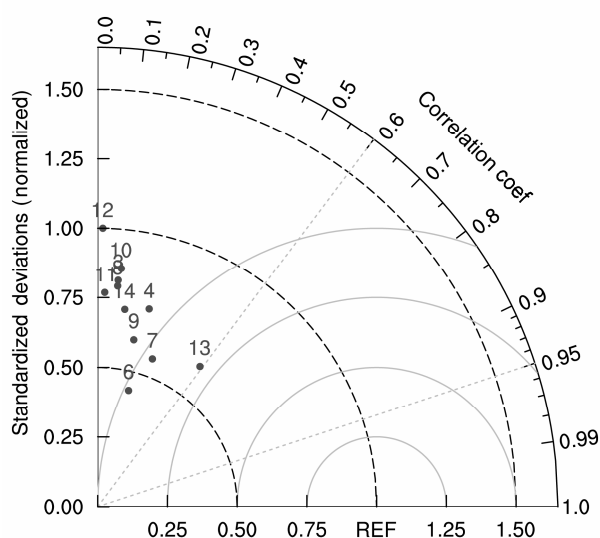


图 5 CMIP5 各模式模拟的欧亚大陆积雪覆盖率从 1971 年到 1994 年变化的 Taylor 图。1: BNU-ESM; 2: CanESM2; 3: CCSM4; 4: CNRM-CM5; 5: FGOALS-g2; 6: FIO-ESM; 7: GISS-G2-H; 8: inmcm4; 9: MIROC-ESM; 10: MPI-ESM-MR; 11: MRI-CGCM3; 12: NorESM1-M; 13: bcc-csm1-1-m; 14: Ensemble

Fig. 5 Taylor diagram of Eurasia snow cover fraction from 1971 to 1994. 1: BNU-ESM; 2: CanESM2; 3: CCSM4; 4: CNRM-CM5; 5: FGOALS-g2; 6: FIO-ESM; 7: GISS-G2-H; 8: inmcm4; 9: MIROC-ESM; 10: MPI-ESM-MR; 11: MRI-CGCM3; 12: NorESM1-M; 13: bcc-csm1-1-m; 14: Ensemble

原上的差异较大; 另一方面, 由于积雪的空间异质性, 导致不同模式模拟的积雪覆盖率变化趋势的空间分布与观测还存在一定的差异, 尽管如此, 考虑到 21 世纪气温持续升高是影响积雪变化的显著因子, 这也许会弱化其他不确定因素的影响。另外, 在分析单独模式性能的同时, 也做了 13 个模式算数集合平均的分析 (结果分别见图 1、2、3、5), 可以看出多模式集合平均的结果能够对积雪覆盖率的特征做出较好地模拟, 因此, 通过多模式集合平均的方式减少不同模式间的不确定性, 对未来积雪覆盖率的变化进行预估。

4 未来积雪覆盖率变化的预估

根据各模式对积雪覆盖率模拟情况的评估, 对多模式的积雪覆盖率产品进行算数集合平均, 并预估在 2006~2099 年 3 种不同温室气体排放情景下 (分别为低排放 rcp2.6、高排放 rcp8.5 和中等排放 rcp4.5) 的积雪覆盖率的变化。

图 7 给出了 2006~2099 年欧亚大陆冬季和春

季积雪覆盖率相对于 1985~2005 年变化的空间分布, 可以看出, 几乎整个欧亚大陆地区的积雪覆盖率在春季都呈现出负异常, 特别是西欧和青藏高原地区的负异常更为明显, 且随着温室气体排放的增加 (由 rcp2.6 到 rcp8.5), 负异常变得更为显著, 然而, 在冬季, 欧亚大陆的东部呈现出不同的变化特征, 东部呈现为正异常, 而西部呈现出负异常, 且负异常的程度要强于正异常, 这样的特征随着温室气体排放的增加没有改变, 只是这种异常变得更强, 负异常的增加程度要强于正异常, 同时, 冬季整体的异常区域要小于同样排放情景下春季的情况。

从图 8 可以看出, 无论在任何温室气体排放情景下多模式集合平均预估的欧亚大陆积雪覆盖率从 2006 年到 2040 年左右都是减少的, 减少趋势非常明显, 且 3 种情景下积雪覆盖率的减少速率较为接近, 然而, 大约从 2040 年之后, 不同温室气体排放情景下的积雪覆盖率的减小趋势逐渐出现不同, 且彼此之间的差异越来越大, rcp2.6 情景下多模式预估的积雪覆盖率从 2040 年到 2099 年几乎趋于不变, rcp4.5 情景下积雪覆盖率的变化也趋于平缓, 而 rcp8.5 情景下, 积雪覆盖率一直减少。由于积雪分布的空间不一致性, 还对 3 种不同温室气体排放情景下多模式集合预估的欧亚大陆积雪覆盖率在不同季节的线性变化趋势的空间分布进行了分析 (图 9), 可以看出, 在 rcp2.6 排放情景下, 不同季节的积雪覆盖率基本上没有变化, 在 rcp4.5 排放情景下, 除了夏季之外, 其余 3 个季节的积雪覆盖率都有了不同程度的变化, 春季和冬季积雪覆盖率减小的幅度大于秋季, 且减少的最大区域都位于西欧及青藏高原的周边区域, 而秋季最大的减小区域位于欧亚大陆的北部区域及青藏高原的腹地。到了高排放情景 (rcp8.5), 春季、秋季和冬季的积雪覆盖率较 rcp4.5 有了明显的减少, 减少的区域与 rcp4.5 的区域一致, 只是减少的强度显著高于 rcp4.5。

通过上述分析可知, 若施行有效的温室气体减排政策, 将未来温室气体排放控制在一个较低的水平, 这样未来欧亚大陆的积雪覆盖率将不会发生太大的变化, 积雪变化导致气候变化的影响将较小, 但如果现在不有效的控制温室气体排放, 也许短期内 (2006~2040 年) 积雪变化的影响并不显著, 但随着时间的推移到了 21 世纪后半叶它的影响会越来越

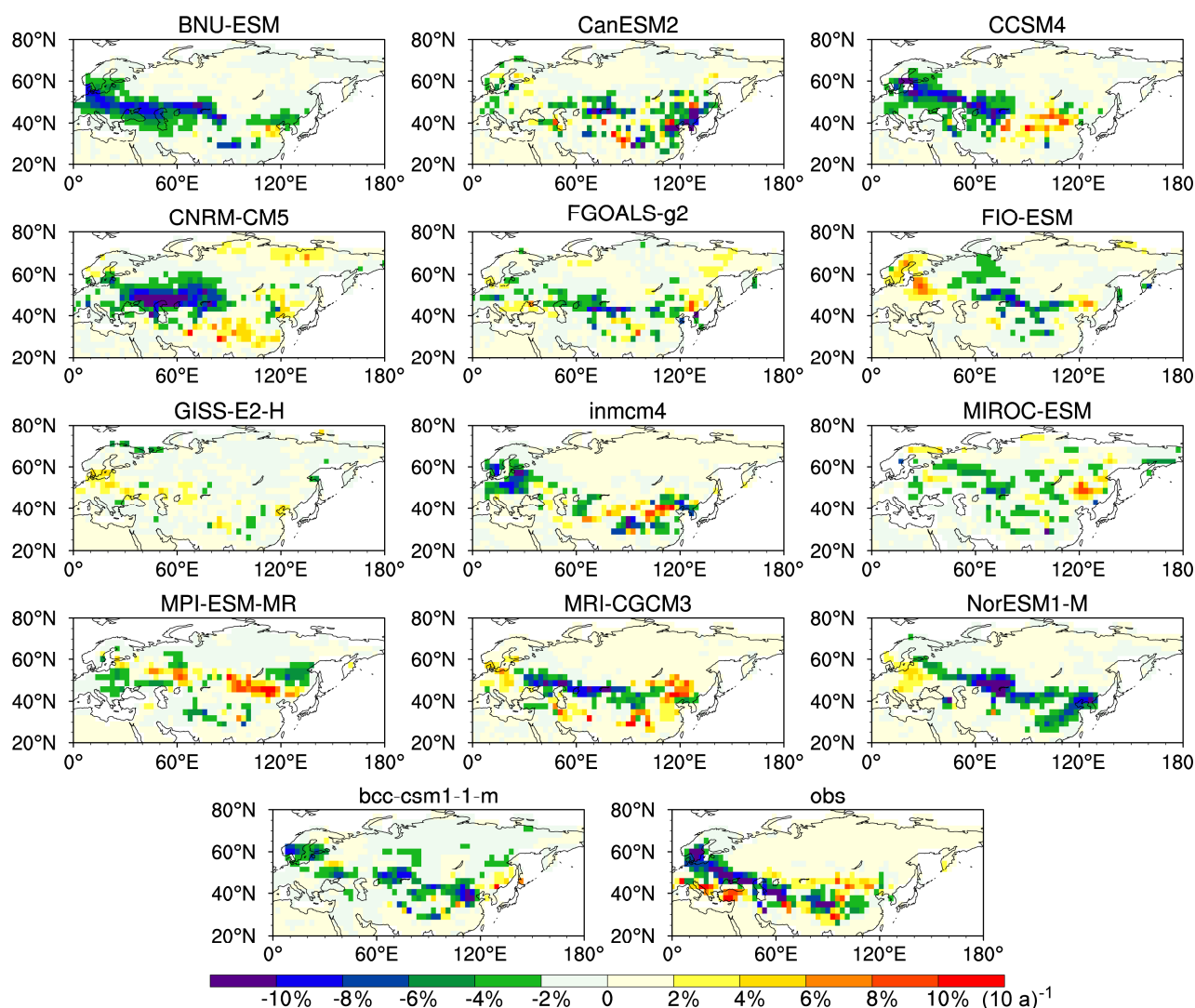


图6 CMIP5 各模式模拟的欧亚大陆积雪覆盖率在 1971~1994 年冬季的变化趋势与观测的对比

Fig. 6 Decadal trends of snow cover fraction over Eurasia during 1971–1994 from CMIP5 models and observations

越凸显,春季和冬季是受影响最大的季节,且影响最大的区域位于西欧和青藏高原地区,而高原积雪除了对我国夏季汛期降水有重要影响外,还是我国干旱区重要的淡水补给,它的变化对干旱区的水资源平衡、生态系统的稳定都会产生重大的影响,因此,要高度重视温室气体排放情景下积雪出现的变化,及时的制定相应的温室气体减排和气候适应政策。

5 结论与讨论

利用 CMIP5 气候(或地球)系统模式对欧亚大陆 1956~2005 年积雪覆盖率的模拟能力进行评估,在此基础上进行多模式算数集合平均,并针对未来 3 种温室气体排放情景下(rcp2.6、rcp4.5 和

rcp8.5) 欧亚大陆积雪覆盖率的变化进行预估,旨在为今后气候变化和气候适应政策的制定提供一定的科学依据,得到的主要结论如下:

(1) 各模式能够对积雪覆盖率的空间形态特征做出较好地模拟,除了夏季整个欧亚大陆积雪较少导致空间相关系数较小外,其余季节的空间相关系数平均达到了 0.85 之上。另外,各模式模拟的积雪覆盖率的季节变化与观测吻合较好,两者的相关系数达到了 0.95 之上,只是模拟的积雪覆盖率的变化强度要略强于观测,模式模拟的误差最大区域位于青藏高原地区,除此之外,各模式还对欧亚大陆 1971~1994 年积雪覆盖率的减小趋势做出很好的模拟,但不同模式模拟的积雪覆盖率变化趋势的空间分布差异较大。总之,通过模式对欧亚大陆积雪

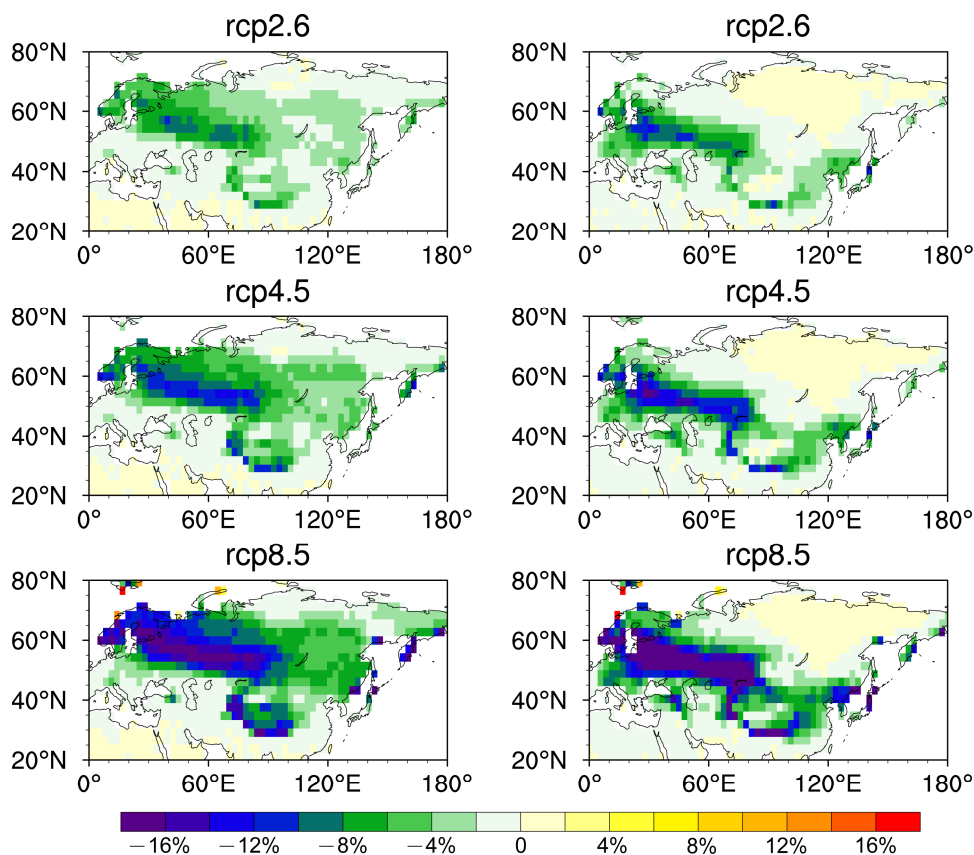


图 7 未来不同温室气体排放情景下多模式集合平均预估的欧亚大陆 2006~2099 年积雪覆盖率春季(左列)和冬季(右列)相对于 1985~2005 年变化的空间分布图

Fig. 7 Spatial distribution of aggregated spring (left column) and winter (right column) snow cover fraction over Eurasia from multi-model ensemble means under different greenhouse gas emission scenarios between 2006–2099 and 1985–2005

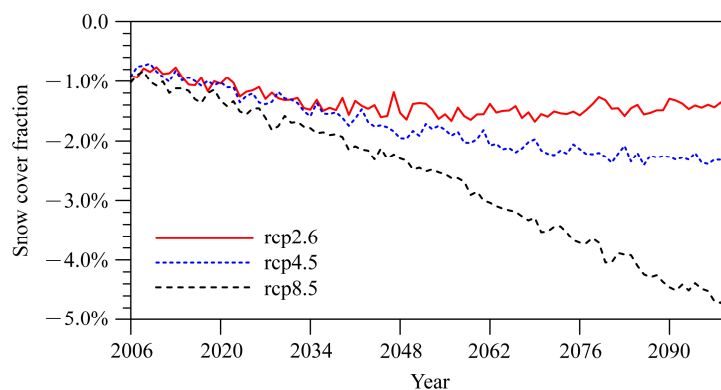


图 8 不同温室气体排放情景下多模式集合平均预估的欧亚大陆积雪覆盖率从 2006 年到 2099 年的变化(相对于 1985~2005 年平均)

Fig. 8 The variation of snow cover fraction over Eurasia from 2006 to 2099 from multi-model ensemble means under different greenhouse gas emission scenarios (relative to the 1985–2005 average)

覆盖率模拟能力的全面评估,认为 CMIP5 气候(地球)系统模式对欧亚大陆积雪覆盖率具有一定的模拟能力,能够被用来做未来预估。

(2)与 1985~2005 年相比,模式模拟的 2006~

2099 年欧亚大陆地区的积雪覆盖率在春季呈现出负异常,特别是西欧和青藏高原地区的负异常更为明显,然而,在冬季,呈现出东部正异常,西部负异常,且负异常要强于正异常的特征,无论冬季还

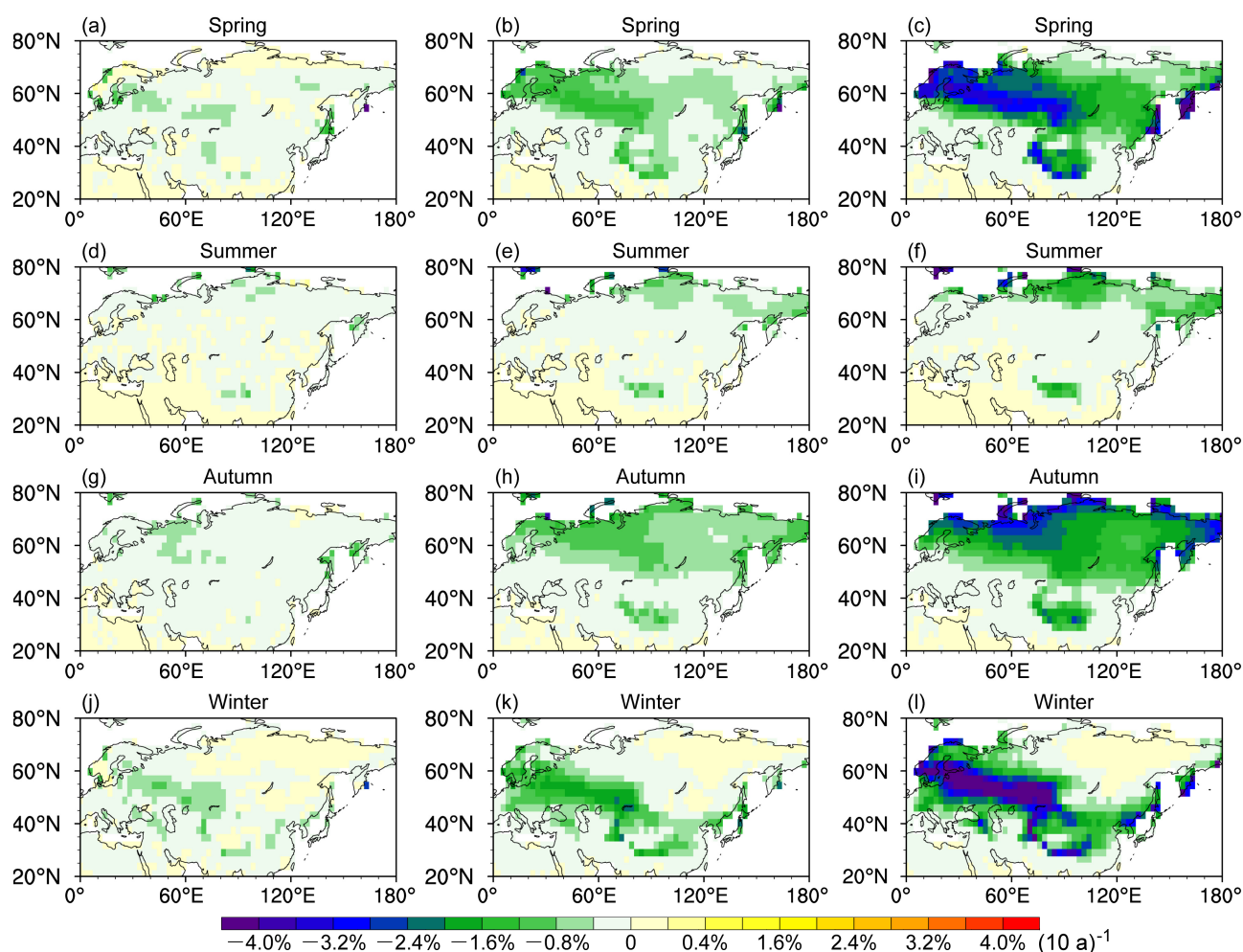


图 9 未来不同温室气体排放情景下多模式集合平均预估的欧亚大陆 2006~2100 年四季积雪覆盖率线性变化趋势的空间分布, 从左到右依次代表 rcp2.6、rcp4.5 和 rcp8.5

Fig. 9 Spatial distribution of the decadal trends of Eurasia snow cover fraction of the four seasons of rcp2.6 (left), rcp4.5 (middle), and rcp8.5 (right) during 2006–2100

是春季, 这种特征都随着温室气体排放的增加(由 rcp2.6 到 rcp8.5)变得更为明显。

(3) 无论在 rcp2.6、rcp4.5 还是 rcp8.5 情景下, 多模式集合平均预估的欧亚大陆积雪覆盖率从 2006 年到 2040 年左右减少趋势非常明显, 且 3 种情景下积雪覆盖率的减少速率较为接近, 然而, 大约从 2040 年之后, 不同温室气体排放情景下的积雪覆盖率的减小趋势逐渐出现不同, 且彼此之间的差异越来越大, rcp2.6 情景下多模式预估的积雪覆盖率几乎趋于不变, rcp4.5 下积雪覆盖率的变化也趋于平缓, 而 rcp8.5 情景下, 积雪覆盖率一直减少。

值得一提的是, 尽管新一代气候(或地球)系统模式较过去已有一定程度的发展, 但与 CMIP3 模式对积雪覆盖率的模拟结果相比(Roesch, 2006), CMIP5 试验中的模式对积雪覆盖率的模拟

改进并不明显, 多数模式模拟的积雪覆盖率季节变化的强度依旧强于观测, 特别是在春、冬季更为显著, 年际变化弱于观测, 且不同区域的积雪覆盖率的变化趋势差异较大。如何提高耦合模式中积雪的模拟是一个具有挑战性的工作, 它不仅需要提高模式不同分量的模拟性能, 同时也需考虑不同分量之间的协调性问题。另外, 基于温室气体排放情景下的未来预估并未考虑到自然变化的影响, 也存在着一定的不确定性, 除此之外, 通过简单的等权重算数平均集合方法进行预估, 预估结果也存在着不确定性, 上述提到的问题都需要在未来的研究中进一步改进。

致谢 感谢世界气候研究计划耦合模式工作组和各模式组为 CMIP5 试验所作的贡献。

参考文献 (References)

- Brutel-Vuilmet C, Ménégoz M, Krinner G. 2013. An analysis of present and future seasonal northern hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models [J]. *The Cryosphere*, 7: 67–80.
- Foster D F Jr, Davy R D. 1988. Global snow depth climatology [R]. USAFETAC/TN-88/006. Illinois: Scott Air Force Base, 48pp.
- 郭彦, 董文杰, 任福民, 等. 2013. CMIP5 模式对中国年平均气温模拟及其与 CMIP3 模式的比较 [J]. *气候变化研究进展*, 9 (3): 181–186.
- Guo Yan, Dong Wenjie, Ren Fumin, et al. 2013. Assessment of CMIP5 simulations for China annual average surface temperature and its comparison with CMIP3 simulations [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 9 (3): 181–186.
- Lemke P, Ren J, Alley R B, et al. 2007. Observations: Changes in snow, ice and frozen ground [C]// *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Summary for Policymakers, Technical Summary and Frequently Asked Questions. Part of the Working Group I Contribution I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- 李伟平, 刘新, 聂肃平, 等. 2009. 气候模式中积雪覆盖率参数化方案的对比研究 [J]. *地球科学进展*, 24: 512–522.
- Li Weiping, Liu Xin, Nie Suping, et al. 2009. Comparative studies of snow cover parameterization schemes used in climate models [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 24: 512–522.
- 马丽娟, 罗勇, 秦大河. 2011. CMIP3 模式对未来 50 a 欧亚大陆雪水当量的预估 [J]. *冰川冻土*, 33: 707–720.
- Ma Lijuan, Luo Yong, Qin Dahe. 2011. Snow water equivalent over Eurasia in next 50 years projected by CMIP3 models [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 33: 707–720.
- Masson D, Knutti R. 2011. Climate model genealogy [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38: L08703, doi: 10.1175/2011GL046864.
- 穆松宁, 周广庆. 2012. 欧亚北部冬季增雪“影响”我国夏季气候异常的机理研究——陆面季节演变异常的“纽带”作用 [J]. *大气科学*, 36: 297–315.
- Mu Songning, Zhou Guangqing. 2012. Mechanism for the correlation of winter fresh snow extent over Northern Eurasia and summer climate anomalies in China: Anomalous seasonal transition of land as a bond [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36: 297–315.
- Qu X, Hall A. 2014. On the persistent spread in snow-albedo feedback [J]. *Climate Dyn.*, 42: 69–81, doi: 10.1007/s00382-013-1774-0.
- Roesch A. 2006. Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled climate models [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: D15111, doi: 10.1029/2005JD006473.
- Stroeve J C, Kattsov V, Barrett A, et al. 2012. Trends in arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3, and observations [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 39: L16502, doi: 10.1029/2012GL052676.
- Su F G, Duan X L, Chen D L, et al. 2013. Evaluation of the global climate models in the CMIP5 over the Tibetan Plateau [J]. *J. Climate*, 26: 3187–3208.
- Vavrus S. 2007. The role of terrestrial snow cover in the climate system [J]. *Climate Dyn.*, 29: 73–88.
- 汪方, 丁一汇. 2011. 不同排放情景下模拟的 21 世纪东亚积雪面积变化趋势 [J]. *高原气象*, 30: 869–977.
- Wang Fang, Ding Yihui. 2011. Trend of snow cover fraction in East Asia in 21th century under different scenarios [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 30: 869–977.
- Willmott C J, Matsuura K. 2000. Terrestrial air temperature and precipitation: Monthly and annual climatologies [R]. University of Delaware, version 3.02.
- Wu B Y, Yang K, Zhang R H. 2009. Eurasian snow cover variability and its association with summer rainfall in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26: 31–44.
- Wu T W, Wu G X. 2004. An Empirical formula to compute snow cover fraction in GCMs [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21: 529–535.
- Xia K, Wang B, Li L J, et al. 2014. Evaluation of snow depth and snow cover fraction simulated by two versions of the flexible global ocean-atmosphere-land system model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 31: 407–420, doi: 10.1007/s00376-013-3026-y.
- Yao Y, Luo Y, Huang J B, et al. 2013. Comparison of monthly temperature extremes simulated by CMIP3 and CMIP5 models [J]. *J. Climate*, 26: 7692–7707, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00560.1.
- Zhang T J. 2005. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview [J]. *Reviews of Geophysics*, 43, doi: 10.1029/2004RG000157.
- 赵宗慈, 罗勇, 黄建斌. 2013. 对地球系统模式评估方法的回顾 [J]. *气候变化研究进展*, 9: 1–8.
- Zhao Zongci, Luo Yong, Huang Jianbin. 2013. A review on evaluation methods of climate modeling [J]. *Progressus Inquisitiones De Mutatione Climatis (in Chinese)*, 9: 1–8.
- 朱献, 董文杰. 2013. CMIP5 耦合模式对北半球 3~4 月积雪面积的历史模拟和未来预估 [J]. *气候变化研究进展*, 9: 173–180.
- Zhu Xian, Dong Wenjie. 2013. Evaluation and projection of Northern Hemisphere march–april snow covered area simulated by CMIP5 coupled climate models [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 9: 173–180.
- 朱玉祥, 丁一汇. 2007. 青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题 [J]. *气象科技*, 35: 1–8.
- Zhu Yuxiang, Ding Yihui. 2007. Influences of snow cover over Tibetan Plateau on weather and climate: Advances and problems [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 35: 1–8.
- 朱玉祥, 丁一汇, 刘海文. 2009. 青藏高原冬季积雪影响我国夏季降水的模拟研究 [J]. *大气科学*, 33: 903–915.
- Zhu Yuxiang, Ding Yihui, Liu Haiwen. 2009. Simulation of the influence of winter snow depth over the Tibetan Plateau on summer rainfall in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33: 903–915.