林壬萍, 周天军. 2015. 参加 CMIP5 计划的四个中国模式模拟的东亚地区降水结构特征及未来变化 [J]. 大气科学, 39 (2): 338−356, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1407.14110. Lin Renping, Zhou Tianjun. 2015. Reproducibility and future projections of the precipitation structure in East Asia in four Chinese GCMs that participated in the CMIP5 experiments [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (2): 338−356.

参加 CMIP5 计划的四个中国模式模拟的东亚地区降水结构特征及未来变化

林壬萍[1, 2]　周天军[1, 3]

1 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
2 中国科学院大学，北京 100049
3 中国科学院气候变化研究中心，北京 100029

摘　要　在全球变暖的背景下，降水特征的改变体现为降水总量和降水结构的变化。由于缺乏较为长期、覆盖范围广的较高分辨率逐日降水资料，过去对东亚降水的研究多关注其降水量的长期趋势和时空变率，较少涉及降水结构的变化。本文利用当前最新且分辨率最高、覆盖范围最广的逐日亚洲陆地降水数据集（简称 APHRODITE）以及四个中国参加第五次国际耦合模式比较计划（简称 CMIP5）的模式（BCC-CSM1-1，BNU-ESM，FGOALS-g2 和 FGOALS-s2），研究了东亚地区降水结构的观测特征及四个模式的模拟能力。基于此，通过分析四个模式的未来预估试验，探讨东亚地区降水结构在全球变暖背景下的变化。结果表明：整个东亚地区的累积降水量呈现出随着降水强度的增加先增加后减小的分布形态；降水频率则是随着强度的增加显著减小。小雨（中雨）呈现出南少北多（南多北少）的形态；强降水则较多分布在华南沿海以及日本南部地区。长期趋势上，整个东亚地区大体上呈现小雨和 30 mm/d 以上的大雨增加，而中等强度降水减少的变化趋势。四个模式对东亚降水结构的气候态模拟能力较好。BCC-CSM1-1 和 FGOALS-g2 能够合理再现观测中各个强度降水的变化趋势，而其他模式模拟不出中雨的减小趋势。四个模式的未来预估表明，在全球变暖的背景下，东亚地区 30 mm/d 以上的强降水会增加。且降水强度越大，增加越明显。以 30°N 为界，小雨（中雨）在变暖背景下呈现南部增加北部减少（南部减少北部增加）的变化趋势。

关键词　东亚降水　降水结构　降水量　降水频率　CMIP5 模式　历史气候模拟试验　未来预估试验
文章编号　1006-9895(2015)02-0338-19　　**中图分类号**　P467　　**文献标识码**　A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1407.14110

Reproducibility and Future Projections of the Precipitation Structure in East Asia in Four Chinese GCMs That Participated in the CMIP5 Experiments

LIN Renping[1, 2] and ZHOU Tianjun[1, 3]

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
2 *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049
3 *Climate Change Research Center, Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029

收稿日期　2014-01-11；**网络预出版日期**　2014-07-08
资助项目　中国科学院战略性先导科技专项 XDA05110300，全球变化国家重大科学研究计划“高分辨率气候系统模式的研制与评估”项目 2010CB951904
作者简介　林壬萍，女，1986 年出生，博士研究生，主要从事季风降水和气候模拟研究。E-mail: linrenping@mail.iap.ac.cn
通讯作者　周天军，E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

Abstract Under the current global warming tendency, precipitation change is characterized by either a change in the amount of total rainfall or a shift in the precipitation structure. Due to lack of access to high-resolution data for the daily rainfall of the entire East Asian region, previous studies in East Asia mainly focused on spatial-temporal variations in precipitation amounts rather than its structure. Based on the latest daily precipitation APHRODITE (Asian Precipitation-Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation) data and the outputs of four Chinese CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) models (BCC-CSM1-1, BNU-ESM, FGOALS-g2, and FGOALS-s2), the authors investigated the characteristics of precipitation structures in East Asia. The authors also examined future projections made by these models. The results indicate that the amount of climatological rainfall observed reaches a maximum at the intermediate range and tails off toward the high and low rain rates. With respect to frequency, a rate of 1 mm/d occurs far more frequently than any other rain rates. More (less) light (moderate) rain occurs in the north than in the south. Extreme heavy precipitation mainly occurs on the southeast coast of China and south of Japan. With respect to the long-term trend, light rain and heavy rain (＞30 mm/d) increase while moderate rain decreases. The climatology of the precipitation structure in East Asia is adequately reproduced by all four models. BCC-CSM1-1 and FGOALS-g2 can reproduce the rainfall trends of all the rain rate types. FGOALS-s2 and BNU-ESM cannot reproduce the downward trend of moderate rain. Based on projections by the four models, heavy rain (＞30 mm/d) will increase under global warming. The higher the extreme heavy rain, the more significant the increasing trend. Light (moderate) rain will increase (decrease) in the south and decrease (increase) in the north as global warming progresses. Further analysis indicates that the increase in extreme heavy rain is mainly due to rise in the global mean air temperature.

Keywords East Asian precipitation, Precipitation structure, Rainfall amount, Precipitation frequency, CMIP5 models, Historical run, Projection of future climate

1 引言

在全球变暖的背景下，降水特征的改变体现为降水总量和降水结构两方面的变化（Meehl et al., 2000；New et al., 2001；Wielicki et al., 2002；Lau and Wu，2003；Lau and Wu，2007；Lin et al., 2014）。由于水分循环在大尺度范围内保持收支平衡，降水总量的变化相对较小，其变化幅度甚至没有超过观测数据的误差范围；而降水结构的变化却更为显著且更易监测（Lau and Wu，2007）。所谓降水结构，即累积降水量和降水频率随降水强度的分布函数（简称为 PDF）。在不同的地区，不同等级降水在总降水量中所占的比例并不一致，因此降水结构的特征会有显著的差别。在全球变暖的背景下，即使降水总量没有明显变化，若降水结构发生重大转变（如极端强降水增加而中等强度降水减弱），同样会对人类的生活和经济的发展产生重大影响。因为更多的强降水发生则意味着更多的洪涝及暴雪灾害，而中等强度降水的减少则会导致干旱事件的加剧（Liu et al., 2009；董啸等，2010）。

IPCC（Intergovernmental Panel on Climate Change）第五次评估报告指出，近 100 年来全球平均表面气温呈现显著升高（IPCC，2013），中国地区过去近百年的地表气温也是显著增加（Tett et al., 1999；Stott et al., 2000；IPCC，2007，2013；Dong et al., 2012）。观测分析和数值模拟均表明，平均降水和极端降水总体上均呈现增加趋势，但存在较大的区域差异。在有些区域是增强趋势而在另一些区域是减弱趋势（Allen and Ingram，2002；Meehl et al., 2007；Trenberth et al., 2007）。而降水结构对全球变暖的响应比降水总量显著得多，这体现在极端强降水的增加率显著高于总降水量的增加率（Lenderink and Meijgaard，2008；Liu et al., 2009），而中等强度降水则呈现减弱的趋势（Liu et al., 2009；Chou and Lan，2012）。东亚地区是典型的季风气候区，也是全球范围内降水变率最大的地区之一（Tao and Chen，1987）。前人的研究多关注东亚地区降水量的长期趋势和时空变率。观测分析表明，随着东亚季风环流的减弱，中国东部 30°N 附近的雨带会增强而华北降水会减少（Wang，2001；Yu et al., 2004；Yu and Zhou，2007；Zhou et al., 2009，2013；Zhu et al., 2012；林壬萍等，2012）。

模拟研究表明，CMIP3 & CMIP5 的模式不能很好地模拟出东亚地区雨带位置的变化（Li and Zhou，2011；Sperber et al., 2013；Song et al., 2014；Wu and Zhou，2013），其中高分辨率模式的结果优

于低分辨率模式（Kitoh and Kusunoki，2008；Song and Zhou，2014；Kitoh et al., 2013）。降水结构的变化涉及降水频率、降水强度，以及不同等级降水的变化特征，其研究基础是利用较高分辨率的逐日以上降水资料（Zhai et al., 2005；王大钧等，2006；王颖等，2006；Qian et al., 2007；李红梅等，2008；林云萍和赵春生，2009）。由于缺乏较为长期、覆盖范围广的较高分辨率逐日降水资料，过去的研究较少涉及东亚地区降水结构的变化。

近年来，日本综合地球环境研究所（RIHN）和日本气象厅气象研究所（MRI/JMA）联合实施了APHRODITE（Asian Precipitation-Highly Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation）计划，建立了一套逐日的、高分辨率的网格化降水数据集（Yatagai et al., 2009）。目前，该数据集已经开始被应用于气候变化和水循环研究、高分辨率模式结果的检验等领域（韩振宇和周天军，2012）。例如，Kitoh and Kusunoki（2008）用该资料检验了20 km 高分辨率全球大气环流模式的性能，Yang et al.（2010）基于该资料分析了长江下游夏季降水的季节内变率等。吴佳和高学杰（2013）基于2400余个中国地面气象台站的观测资料，通过插值建立了一套 0.25°×0.25°（纬度×经度）分辨率的格点化数据集（CN05.1）。CN05.1 较之 APHRODITE 使用了更多的观测站点数据，且包括日平均和最高、最低气温以及降水量 4 个变量，在中国范围内具有更高的可信度。考虑到本文的分析范围是东亚地区，故采用 APHRODITE。与此同时，最新的 CMIP5 模式相比 CMIP3 模式，在模式分辨率和模拟性能上都有了较大的改进（Sperber et al., 2013）。利用最新的高分辨率观测资料和 CMIP5 模式的模拟和预估数据，研究东亚地区降水结构的特征及其在变暖背景下的转变，可以更好地反映温度升高对副热带季风区降水的影响。有助于我们理解东亚季风降水过去的变化，并预估其未来变化。

基于此，本文通过分析 APHRO 的逐日降水资料和四个中国 CMIP5 模式的试验数据，研究东亚地区降水结构的观测特征及其数值模拟。本文拟回答以下四个问题：1）东亚地区降水结构的观测特征如何？其气候态分布和长期趋势的主要特征是什么？2）四个中国 CMIP5 模式对东亚地区降水结构特征的模拟能力如何？存在的主要偏差是什么？哪个模式最好？3）在过去的近 50 年里不同强度降水和温度变化的关系是怎样的？4）在全球变暖背景下，多模式预估的东亚地区降水结构的未来变化如何？通过回答以上四方面的问题，有望增进我们对东亚地区降水结构的理解，并预估其未来变化。

本文其余章节安排如下：第 2 节为观测和模式数据介绍，并扼要说明本文使用的分析方法；第 3、4、5 节分析了东亚降水的观测特征和四个模式对其的模拟能力，降水和温度的关系，以及四个模式预估的未来变化；第 6 节为小结，并对一些关键问题进行讨论。

2 数据和方法简介

2.1 观测资料简介

本文使用的观测降水资料为日本 APHRODITE 计划制作的最新 APHRO_PR_V1101 逐日降水数据集（Yatagai et al., 2012）。它是当前亚洲地区覆盖范围最广、涵盖原始观测数据最多、时间最长、分辨率最高的一套逐日降水数据集，空间范围涵盖 15°S～84°N，15°E～195°E，主要包括中国、日本、蒙古、印度、东南亚的所有国家、中亚的部分国家以及部分海洋大陆地区。该数据集有 0.25°×0.25°和 0.5°×0.5°两个分辨率版本，时间从 1951 年到 2007 年。APHRO 数据在中国地区主要采用了中国气象局提供的台站资料，以及世界气象组织整编的 GTS 数据（Yatagai et al., 2009），韩振宇和周天军（2012）评估了这套资料在中国地区的适用性。本文选取其 0.5°分辨率版本进行分析。

2.2 模式数据简介

中国共有 6 个模式参加 CMIP5，分别是由北京气候中心研发的 BCC-CSM1-1 和 BCC-CSM1-1-M 气候系统模式（董敏等，2009；王璐等，2009；颉卫华和吴统文，2010；郭准等，2011；Wu et al., 2014）、由北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院研发的地球系统模式 BNU-ESM（吴其重等，2013）、由中国科学院大气物理研究所（IAP）大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室（LASG）发展的耦合气候系统模式 FGOALS 的两个版本 FGOALS-g2（Li et al., 2013）和 FGOALS-s2（Bao et al., 2013）、国家海洋局第一研究所研发的地球系统模式 FIO-ESM（Qiao et al., 2013）。其中 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 的大气分量分别为

表 1 四个中国 CMIP5 模式的名称、机构、以及各个分量的垂直和水平分辨率等详细信息
Table 1 Information (name, institute, horizontal and vertical resolution of components) of four Chinese CMIP5 models

	BCC-CSM1-1	BNU-ESM	FGOALS-g2	FGOALS-s2
机构	北京气候中心	北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院	中国科学院大气物理研究所 LASG、清华大学	中国科学院大气物理研究所 LASG
大气模式	BCC_AGCM2.1	CAM3.5	GAMIL 2.0	SAMIL 2.0
分辨率	T42L26	T42L26	128×60 L26	128×108 L26
海洋模式	MOM4	MOM4p1	LICOM 2.0	LICOM 2.0
分辨率	360×200 L40	360×200 L50	360×196 L30	360×196 L30
陆面模式	BCC_AVIM	CoLM+BNUDGVM	CLM3	CLM3
分辨率	128×60 L10+5	T42L10+5	128×60 L10+5	128×60 L10+5
海冰模式	SIS	CICE4.1	CICE4_LASG	CICE4_LASG
分辨率	360×200	360×200	360×196 L4	360×196 L4
耦合器	CPL6	CPL6.5	CPL6	CPL6
参考文献	Wu et al., 2014	吴其重等, 2013	Li et al., 2013	Bao et al., 2013

LASG/IAP 发展的格点大气模式 GAMIL2 和大气环流谱模式 SAMIL2；海洋分量均是 LASG/IAP 发展的大洋环流模式 LICOM2（Bao et al., 2013；Li et al., 2013）。本文的分析选用 BCC-CSM1-1、BNU-ESM、FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 四个模式，模式详细信息见表 1。

2.3 分析方法简介

2.3.1 区域和时间段

本文分析的是（20°S～50°N，100°E～145°E）范围内的东亚陆地地区（IPCC, 2013）。观测和模式的空间分辨率均采用双线性插值到跟观测一致的 0.5°×0.5°格点上。本文对观测和四个 CMIP5 模式数据的分析包括三方面：

1）对历史气候的观测分析：选取 APHRO 数据的 1951～2005 时间段。

2）四个 CMIP5 模式对历史气候的模拟能力评估：选取四个模式的历史气候模拟试验数据，时间段为 1951～2005 年，时间分辨率为逐日，水平分辨率均插值到跟观测一致。目的是通过跟观测的比较，评估四个模式对东亚地区降水结构的模拟能力，包括对气候态和长期趋势模拟能力，为下一步利用模式进行未来预估提供依据。

3）未来预估结果的分析：分别选取 RCP8.5 情景下的未来预估试验的 2081～2100 时间段以及历史气候模拟试验的 1986～2005 时间段进行对比分析。目的是通过分析四个模式的未来预估试验，研究东亚地区降水结构在全球变暖背景下的变化。

2.3.2 降水的分级方法

前人的研究通常将降水量按照其强度的大小升序排列，然后通过一定的标准将重新排列后的降水序列进行分级，通常分为十个或者更多个等级，进而得到各级降水的强度阈值。当前的研究广泛采用的分级标准有以下三类：

1）按照累积降水量的大小进行分级，例如分为十级降水，其中各个等级降水的累积降水量相等，即每一级降水的累积降水量占总降水量的百分之十（Liu et al., 2009；Shiu et al., 2012）。

2）按照降水的发生频率进行分级，其中每一级降水的发生频率相等（Karl and Knight，1998）；

3）按照降水强度的大小对降水进行分级，通常取 1 mm/d 为间隔，也有降水强度不同则间隔不同的取法（Chou and Lan，2012；Sun et al., 2006；Sun et al., 2007；Lau and Wu，2007；Lau et al., 2013）。

为了使得观测和四个模式的结果具有可比性，本文针对东亚地区的降水，将观测和模式的结果统一按照降水强度的大小进行划分。具体分级方法如下：

（i）首先，以 1 mm/d 为间隔，将所有的降水数据按照其降水强度的大小分为 101 个级别。即：<1，1～2，2～3，…，99～100，>100 mm/d。

（ii）将降水按照 1～100 mm/d 的递增顺序进行排序，计算出每一级降水的累积降水量。进一步地，根据其累积降水量贡献的大小，将降水从小到大分为小雨、中雨和大雨。小雨部分的累积降水量占总降水量的 5%，简称为 B5。大雨部分的累积降水量占总降水量的 10%，简称为 T10。排除前后的占总量 25%的降水之后，剩下的中等强度降水，则称为中雨，简称为 I25。

根据这一方法，观测降水的分级及其各级降水的变化趋势如表 2 所示。可以看出，对于 APHRO

而言，小雨的阈值是 1 mm/d，其年平均累积降水量是 32 mm，约占年总降水量的 5%；中雨 I25 的降水阈值是 6～25 mm/d，其对应的年平均累积降水量为 391 mm，约占年总降水量的 50%；前 10%的强降水阈值为大于 44 mm/d，其对应的累积降水量为 79 mm，约占总降水量的 10%。进一步地，小雨、中雨和大雨降水量在过去 55 年（1951～2005）的线性趋势分别为－3.2、－35 和 20 mm，也就是说，在过去的 55 年里，东亚地区的大雨降水量呈现增加趋势，而中雨则显著减少。降水频率上，小雨、中雨和大雨的频率依次减少，即东亚地区前 1 mm/d 以下的小雨发生频率最高，高达 50%以上。频率的变化趋势上，三种强度降水均没有显著的变化趋势。

进一步地，针对本文所需要分析的几个时间段，采用同样的方法将四个模式分为小雨、中雨和大雨三个等级，其降水阈值的大小见表 3。可以看出，无论在观测还是模式中，小雨均为小于 1 mm/d 的降水，而中雨和大雨的阈值模式比观测偏小，这可能是模式分辨率低于观测以至于降水量级低于观测所导致。

表 2 APHRO 数据的小雨（B5）、中雨（I25）和大雨（T10）的降水阈值以及各级降水在 1951～2005 时间段内的气候态年平均累积降水量、降水频率、降水量和降水频率的线性变化趋势

Table 2 The observed (APHRO data) thresholds of light rain (B5), moderate rain (I25), and heavy rain (T10) and accumulated precipitation, precipitation frequency, and their linear trend in B5, I25 and T10, respectively

	降水阈值/mm d^{-1}	累积降水量/mm	降水量的线性变化趋势/mm $(55\ a)^{-1}$	降水频率	降水频率的线性变化趋势/$(55\ a)^{-1}$
B5	＜1	32	－3.2	57%	4.05%
I25	(6，25)	391	－35	13.3%	0.64%
T10	＞44	79	20	0.49%	0.16%

2.3.3 概率分布函数

前人在研究降水特征及其变化趋势的工作中，常常用到 PDF（Lau and Wu，2007；李建等，2010）。在本文的分析中，PDF 分布分别用于研究累积降水量大小随降水强度的分布和降水频率大小随降水强度的分布。两者 PDF 的气候态分布特征显示了降水结构的气候态特征，而 PDF 在过去 50 年里的转变，则降水结构的变化特征，尤其是极端降水的变化。

表 3 四个模式历史气候模拟试验的 1951～2005 年和 1986～2005 年以及 RCP8.5 情景下的未来预估试验的 2081～2100 年三个时间段内的降水阈值，单位是 mm/d。这三个时间段是全文分析所用到的时间段

Table 3 The simulated (BCC-CSM1-1, BNU-ESM, FGOALS-g2, FGOALS-s2) thresholds of light rain (B5), moderate rain (I25), and heavy rain (T10) in the periods of 1951−2005, 1986−2005 in historical and 2081−2100 in RCP8.5, respectively

	历史气候模拟: 1951～2005 年			历史气候模拟: 1986～2005 年			RCP8.5 预估: 2081～2100 年		
	B5	I25	T10	B5	I25	T10	B5	I25	T10
BCC-CSM1-1	＜1	(5, 23)	＞38	＜1	(6, 25)	＞44	＜1	(6, 29)	＞52
BNU-ESM	＜1	(6, 19)	＞29	＜1	(5, 23)	＞39	＜1	(6, 22)	＞35
FGOALS-g2	＜1	(4, 16)	＞28	＜1	(6, 19)	＞29	＜1	(5, 18)	＞31
FGOASLS-s2	＜1	(6, 21)	＞35	＜1	(4, 16)	＞28	＜1	(7, 30)	＞51

3 降水结构的观测特征及其数值模拟

在接下来的分析中，本文首先基于 APHRO 数据研究过去 50 年里东亚地区降水结构的观测特征，包括其气候态特征和长期趋势，以期对东亚降水结构的观测特征有较为清楚的了解。与此同时，将四个中国 CMIP5 模式的历史气候模拟试验数据与观测进行对比，从气候态和长期趋势两个方面评估四个模式对东亚降水结构的模拟能力。以下的分析从气候态和长期趋势两方面展开。

3.1 气候态

3.1.1 累积降水量和降水频率的 PDF 分布特征

图 1a 中给出了观测和四个模式的气候态年平均累积降水量的 PDF 分布，时间是 1951～2005 年。其中黑色实线和灰色条柱代表观测的结果，而彩色实线代表模式的结果。观测中，累积降水量随着降水强度的增加呈现先增加后减小的分布形态。累积降水量的最大值位于 3 mm/d，随后迅速减小。对总降水量贡献最大的降水主要发生在 20 mm/d 的强度以下。四个 CMIP5 模式均能合理再现观测中先增加后减小的分布形态，且最大的累积降水量也主要发生在 3～4 mm/d 的降水量级上。但是，四个模式均显著高估了较小强度的降水而低估了 40 mm/d 以上的强降水。对 25 mm/d 以下强度降水的高估上，BNU-ESM 模式最强而 FGOALS-s2 最弱。FGOALS-g2 的累积降水量在 3 mm/d 之后的减小趋势较观测

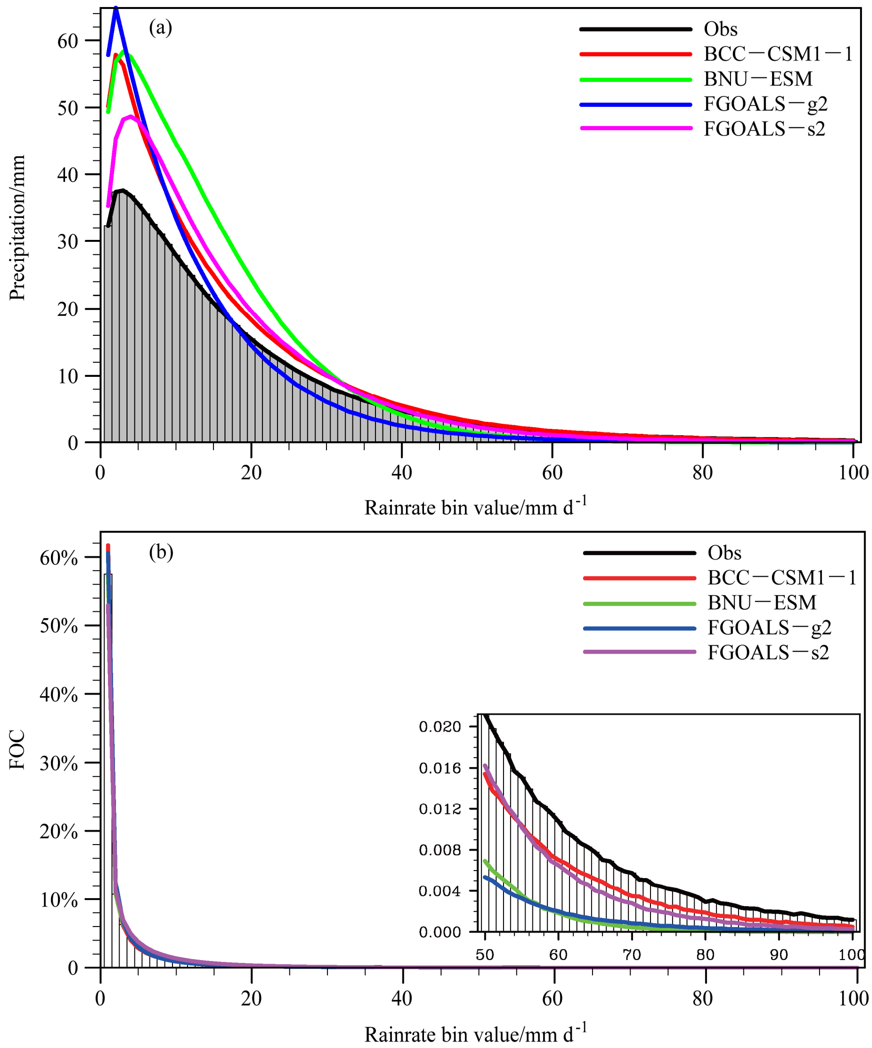

图 1　东亚地区 1951～2005 年的气候态（a）年平均累积降水量和（b）降水频率（FOC）随降水强度的分布情况（PDF）。横坐标是每一个等级降水的降水强度，按照 1 mm/d 分级；纵坐标分别是年平均累积降水量和降水频率。黑色实线代表观测的结果，而彩色实线代表四个模式的结果

Fig. 1　The distribution of 1951–2005 mean (a) accumulated annual precipitation and (b) precipitation frequency with precipitation intensity. The interval of precipitation intensity (*x*-axis) is 1 mm/d. Black lines denote observations, red/green/blue/purple denote BCC-CSM1-1/BNU-ESM/FGOALS-g2/ FGOALS-s2, respectively

和其他模式最显著，到大约 10 mm/d 之后则低于观测。而其他三个模式累积降水量在 40 mm/d 之前始终高于观测，尤其是 BNU-ESM 模式，减小趋势最弱。

图 1b 给出了观测和四个模式的气候态降水频率随降水强度的分布情况。可以看出，观测中随着降水强度的增加，降水频率呈现显著的减小趋势，3 mm/d 以上降水的发生频率低于 10%。这种分布形态是合理的，大强度的降水发生频率理应显著低于中雨和小雨。四个模式均能合理再现出观测中频率的 PDF 分布特征，分布形态与观测几乎一致。由于 50 mm/d 以上降水的频率非常小，故将 50 mm/d 以上降水的频率分布单独绘制在图 1b 的小图中，以便于更清楚地看到四个模拟与观测间的差别。可以看到，四个模式对强度高于 50 mm/d 的降水的发生频率均存在低估。其中 BNU-ESM 和 FGOALS-g2 较之 BCC-CSM1-1 和 FGOALS-s2 对降水频率的低估更为明显。

3.1.2　三种等级降水的气候态空间分布特征

图 2 给出了观测和四个 CMIP5 模式中的小雨（B5）、中雨（I25）以及大雨（T10）1951～2005 年累积降水量的气候态空间分布特征。观测中，小雨较多分布在中国西部和东北以及日本北部地区，中雨和大雨则多分布在中国华南沿海以及日本南

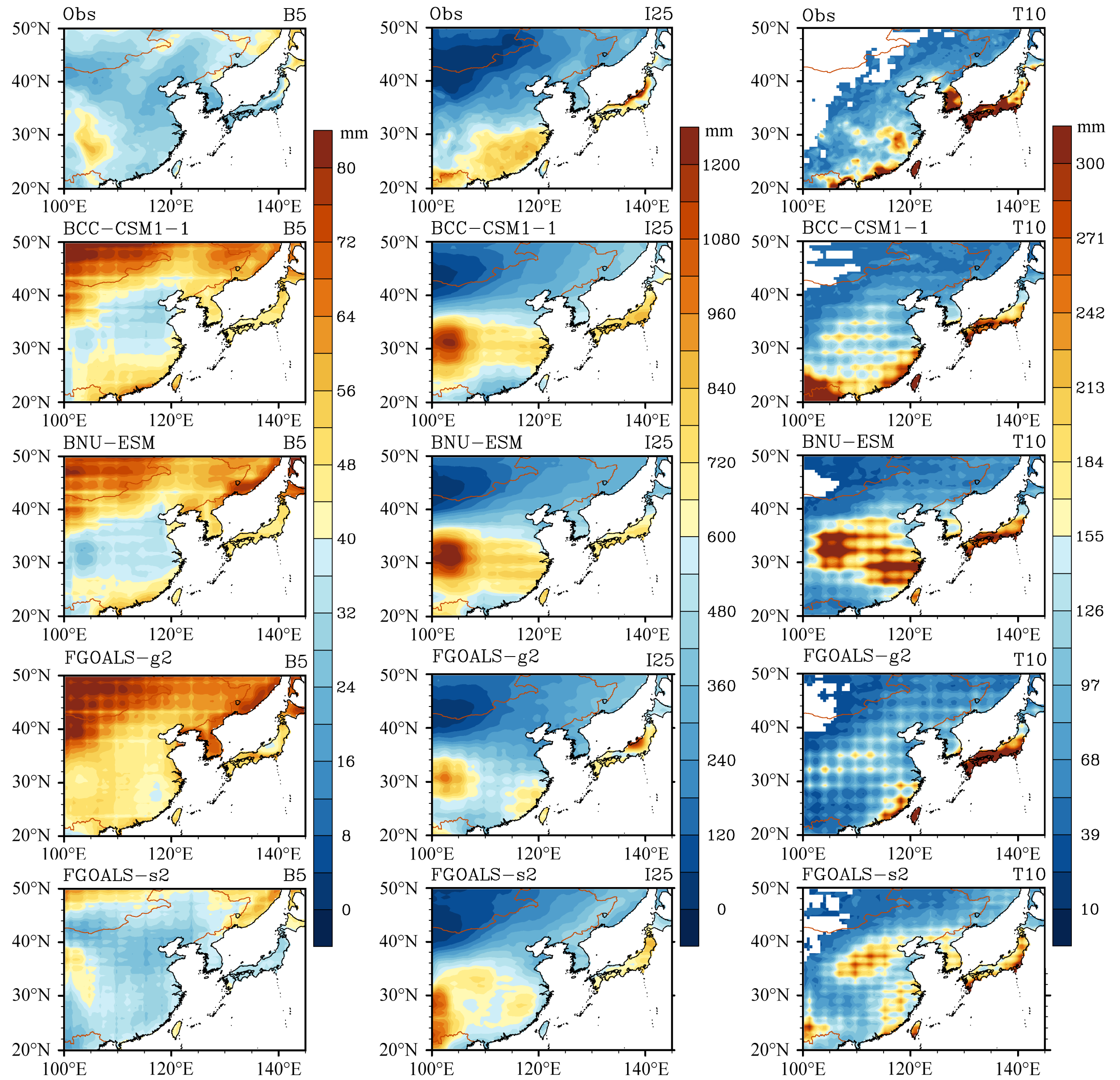

图 2　从上到下分别为观测和 BCC-CSM1-1、BNU-ESM、FGOALS-g2、FGOALS-s2 四个模式气候态年平均累积降水量的空间分布特征，从左到右分别是三种强度降水，即小雨（B5）、中雨（I25）以及大雨（T10），时间范围是 1951～2005 年

Fig. 2　The spatial distribution of 1951–2005 climatological accumulated precipitation of light rain (B5, left panels), moderate rain (I25, middle panels), and heavy rain (T10, right panels), respectively. The observation, BCC-CSM1-1, BNU-ESM, FGOALS-g2, and FGOALS-s2 are shown from top to bottom raw, respectively

部地区。四个模式对中雨和大雨在华南沿海和日本南部的大值区分布特征有较好的模拟能力。除 FGOALS-s2 能够大体上合理反映出观测小雨的空间分布特征和大值中心外，模式模拟的小雨累积降水量与观测相差较大。不仅模式中小雨累积降水量比观测显著偏大，空间分布特征也有大的差别。四个模式对中雨的模拟上，大体上可以再现出华南沿海和日本地区的大值区。模式对中国西部地区小雨的累积降水量模拟偏弱，而对中国西部地区的中雨模拟偏强。也就是说，四个模式均不能合理再现中国西部地区（25°～35°N，100°～110°E）的降水结构特征。另外，BNU-ESM 和 FGOALS-g2 模式对

（35°N，110°E）附近的大雨降水量模拟偏强，出现虚假的大值中心，这很可能是由于模式分辨率不足引起的（Gao et al., 2008）。

图 3 给出了观测和四个模式中总降水量的气候态空间分布特征，并且与中雨的空间分布特征进行对比。可以看出，总降水量的分布形态主要是由中雨的分布特征决定。也就是说，东亚地区降水型的空间分布特征是由中雨的空间分布特征决定的。

图 4 给出了观测和四个 CMIP5 模式中的小雨（B5）、中雨（I25）以及大雨（T10）1951～2005

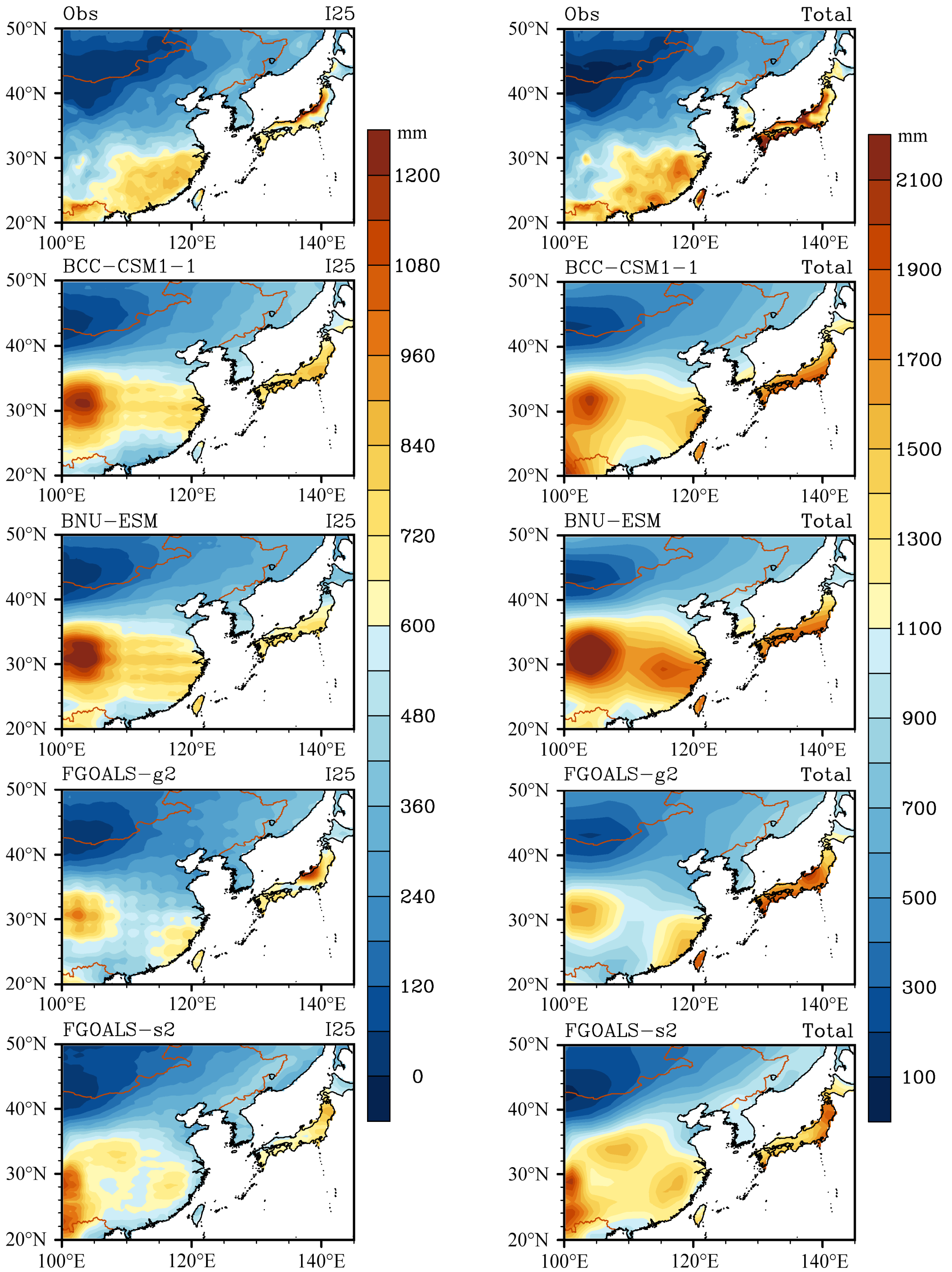

图 3　从上到下分别为观测和 BCC-CSM1-1、BNU-ESM、FGOALS-g2、FGOALS-s2 四个模式气候态累积降水量的空间分布特征，从左到右分别是中等强度降水（I25）和总降水量（Total），时间范围是 1951～2005 年

Fig. 3　The spatial distribution of 1951–2005 climatological accumulated precipitation of moderate rain (I25, left panels) and total rain (Total, right panels), respectively. The observation, BCC-CSM1-1, BNU-ESM, FGOALS-g2, and FGOALS-s2 are shown from top to bottom raw, respectively

年降水频率的气候态空间分布特征。观测中，除小雨外，中雨和大雨降水频率的空间分布特征与累积降水量的分布一致。说明对于中等强度降水和强降水而言，发生次数多的地区，则累积降水量偏大。对小雨而言，观测中呈现出北部多南部少的分布形态，发生次数相对较高的地区主要位于东亚西北部、40°N 以北的地区，该地区主要为降水量偏少的沙漠和戈壁为主。结合图 2 可知，东亚西北部干旱地区的小雨发生次数偏多但强度偏小。同时，图 2 中小雨累积降水量偏多的中国西南部地区，小雨频率却偏少，则说明该地区小雨的强度是偏大的。四个模式均能较为合理的再现观测中各级降水的发生频率的空间分布特征，对小雨的南少北多型分布以及强降水的在东南沿海和日本的分布都模拟较好。但是模式高估了中国西南部四川盆地附近的中等强度降水的发生频率，BNU-ESM 和 FGOALS-g2

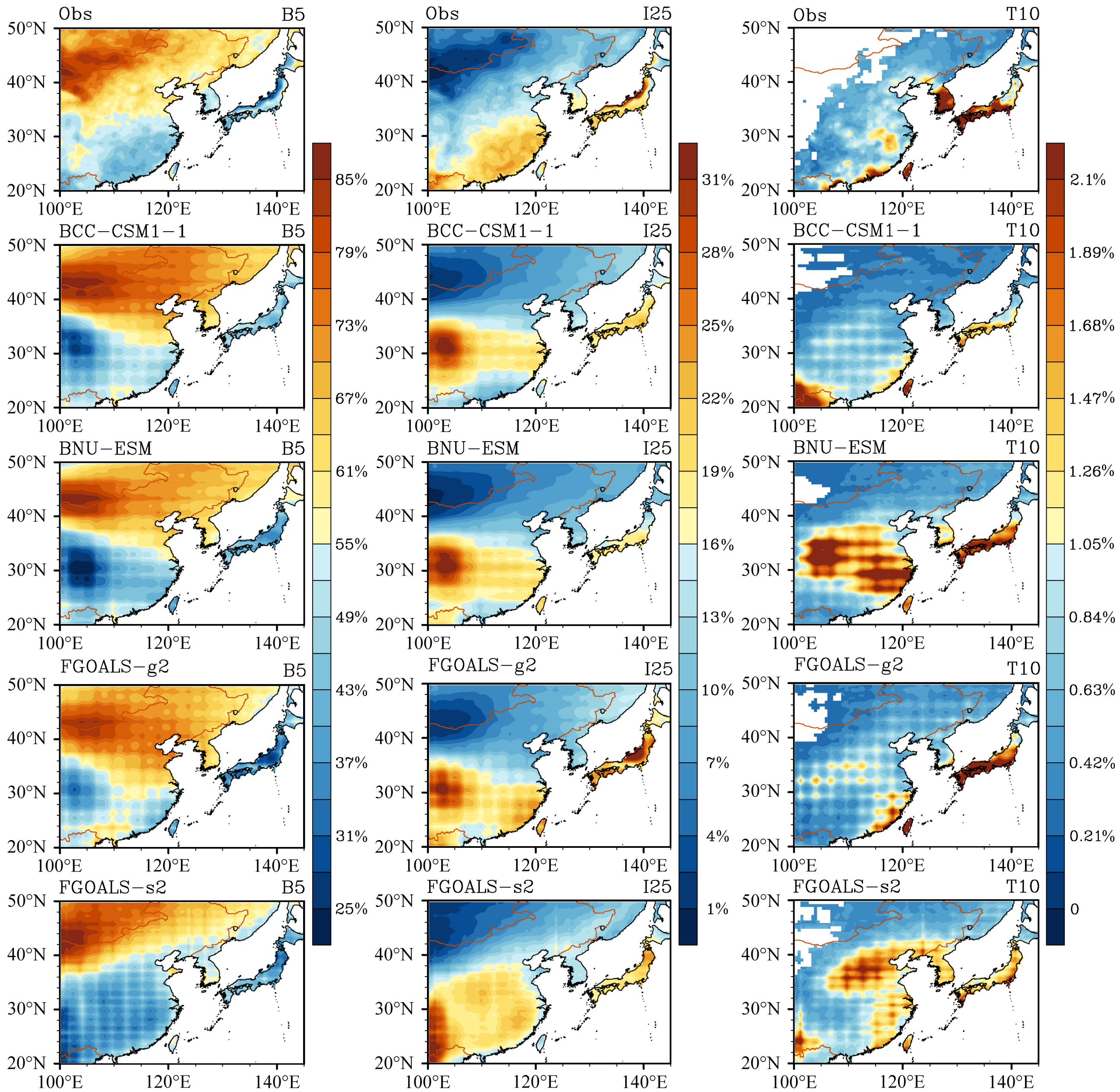

图 4　从上到下分别为观测和 BCC-CSM1-1、BNU-ESM、FGOALS-g2、FGOALS-s2 四个模式气候态降水频率的空间分布特征，从左到右分别是三种强度降水，即小雨（B5）、中雨（I25）以及大雨（T10），时间范围是 1951～2005 年

Fig. 4　The spatial distribution of 1951–2005 climatological precipitation frequency of light rain (B5, left panels), moderate rain (I25, middle panels), and heavy rain (T10, right panels), respectively. The observation, BCC-CSM1-1, BNU-ESM, FGOALS-g2, and FGOALS-s2 are shown from top to bottom raw, respectively

模式对 35°N，110°E 附近的大雨降水频率的模拟也偏大。

总体而言，四个中国的 CMIP5 模式可以合理再现观测中三种等级降水的累积降水量和降水频率的空间分布特征，对降水频率分布的模拟要好于对降水强度的模拟。但是四个模式对中国西部的四川盆地和云贵高原地区的降水结构模拟不合理。小雨的发生次数过少而中雨发生次数过多，进而导致了对模拟的该地区小雨累积降水量偏少和中雨累积降水量偏大。四个模式对小雨频率的空间分布的模拟是较为合理的（图 4），但是仅 FGOASL-s2 对小雨累积降水量的模拟与观测接近，其他三个模式模拟的累积降水量的分布与频率分布类似，量值上远大于观测（图 2）。说明 BCC-CSM1-1、BNU-ESM 和 FGOALS-g2 不能很好地分辨小于 1 mm/d 小雨的具体量值，仅能模拟出降水的发生，却不能模拟出其大小的区别。

为定量比较四个模式历史气候模拟试验对各级降水气候态分布的模拟能力，图 5 给出了四个模式对三种等级降水的气候态累计降水量以及降水频率的泰勒图。整体来看，四个模式对降水频率的模拟略好于累计降水量。从空间系数上看，模式对 T10 的累计降水量以及 B5 的频率的模拟能力略高（大于 0.7）；标准化的均方根误差上看，模式对 T10 和 B25 累计降水量和频率的模拟能力略强（大于 0.25）。不同的模式之间对比，FGOALS-s2 和 FGOALS-g2 对观测的三种强度降水空间分布的模拟能力强于 BCC-CSM1-1 和 BNU-ESM。FGOALS-g2 模拟效果最优，BNU-ESM 和 BCC-CSM1-1 模拟效果有待改进。需要说明的是，图 5a 中小雨的结果只给出了 FGOALS-s2 的。原因在于其他三个模式中模式与观测的标准差之比均大于 1.5，超出了图 5a 的范围。

3.2 长期趋势

3.2.1 累积降水量的长期趋势

图 6a 给出了累积降水量在 1951～2005 年之间的线性趋势随降水强度的分布情况，即趋势的 PDF。其中，降水变化的单位是 mm (55 a)$^{-1}$；由于 60 mm/d 以上降水的变化相对较小，故单独将其绘制在图 6a 的小图中，以便于更清楚地看到 60 mm/d 以上降水的变化。在观测中，高于 40 mm/d 降水的累积降水量均呈现增加趋势；而低于 40 mm/d 降水的累积降水量则呈现明显的减少趋势，且减少趋势的量级远大于强降水的增加趋势。随着降水强度的增加，观测中各个强度降水的趋势呈现出从负到正的变化趋势。但是，若关注相对变化的话，则降水

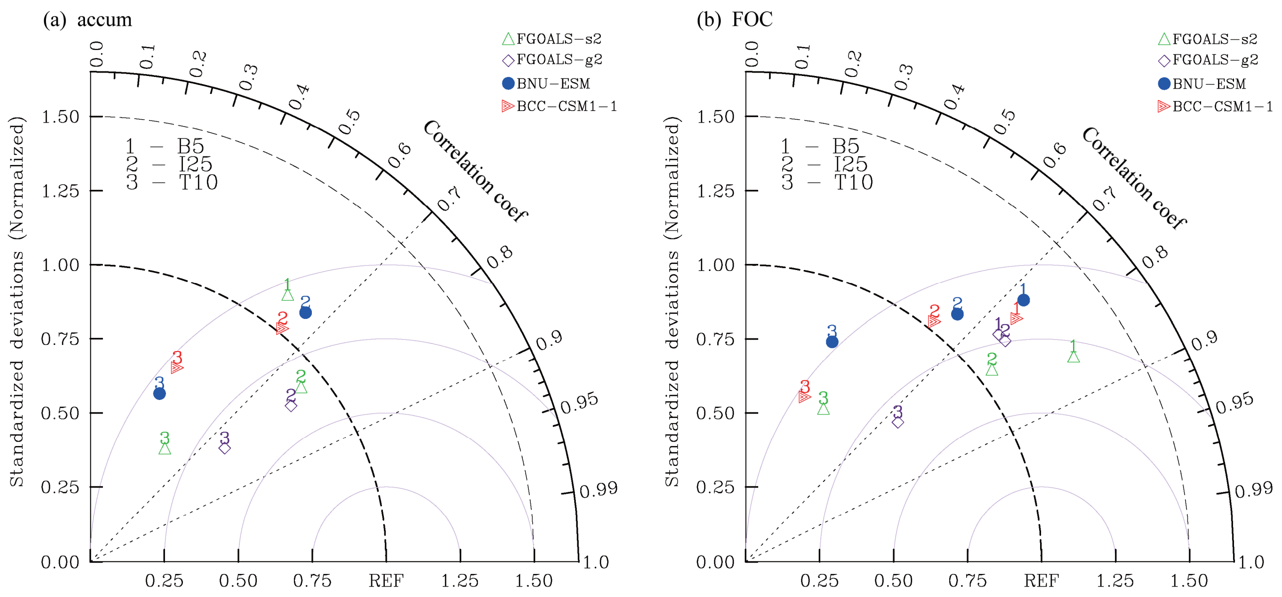

图 5 评估四个模式对气候态（1951～2005 年）（a）年平均累计降水量和（b）降水频率模拟能力的泰勒图（角坐标表示模式结果与观测的空间相关系数；纵坐标表示模式标准差与观测标准差之比。角坐标和纵坐标越接近于 1，表示模式中的空间分布越接近于观测。）

Fig. 5 Taylor diagrams of spatial pattern of 1951–2005 climatological (a) annual mean accumulated precipitation and (b) precipitation frequency. The radial distance of model code point from the origin is proportional to the standard deviation of the simulation relative to the observation. The correlation coefficient between the simulation and the observation is shown by the cosine of the azimuthal angle of model code point, and their root mean square difference is given by the distance of model code point from the reference point. Simulations by different models are denoted by different colors

强度越强，增加趋势越明显（图略）。

四个模式中 BCC-CSM1-1 和 FGOALS-g2 能够合理再现观测中降水趋势变化的分布形态，对小于 40 mm/d 降水的减少趋势模拟最为合理，形态和量级均与观测较为一致。BNU-ESM 和 FGOALS-s2 模式均不能再现出小于 40 mm/d 降水的减少趋势，而是整个降水谱呈现较为一致的增加趋势。从图 6a 的小图中可以看出，四个模式均低估了观测中强降水的增加趋势，其中 FGOALS-s2 的量级最接近观测，BNU-ESM 模式模拟的 60～80 mm/d 强度范围内的降水趋势为负，与观测和其他三个模式结果相反。

3.2.2 降水频率的长期趋势

图 6b 类于图 6a，但为降水频率的变化趋势。可以看出，观测中降水频率的变化趋势与累积降水量的变化并不一致。相反，20 mm/d 强度以下的降水频率是增加的，这与累积降水量是减少的相反，说明观测中 20 mm/d 以下的降水的强度是呈现显著减小趋势的。四个模式中 FGOALS-s2 对频率趋势的模拟与观测最接近而其他三个模式与观测差别较大。BCC-CSM1-1 和 FGOALS-g2 模拟的 40 mm/d 以下降水频率的变化趋势为负，与观测正好相反。

4 温度和降水的关系

本文第 3 节的研究表明，东亚地区的降水结构在 1951～2005 时间段内呈现大雨增加，小雨和中雨减少的变化趋势。尤其是极端强降水的增加非常明显。Emori and Brown（2005）从影响降水的物理

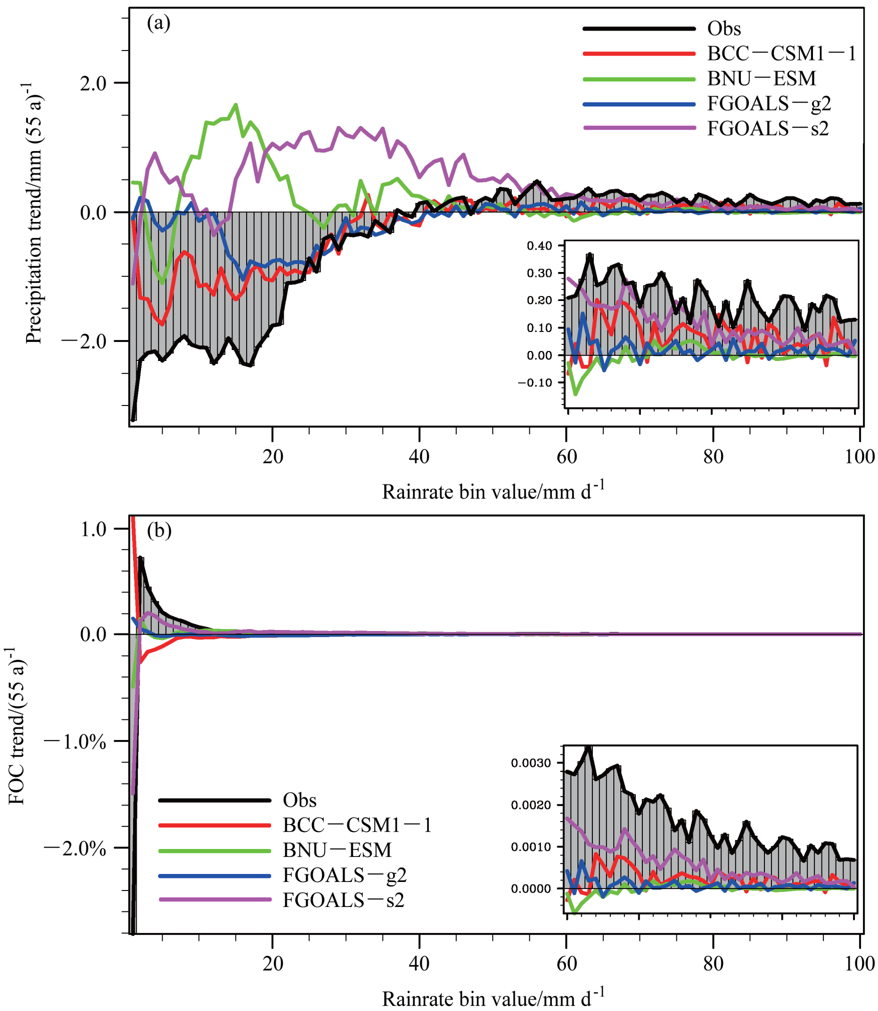

图 6 东亚地区不同强度降水的区域平均的累积降水量在 1951～2005 年间的长期趋势。（a）为累积降水量的线性趋势；（b）为累积降水量的相对变化率。黑色实线代表观测而彩色实线代表模式结果

Fig. 6 The distribution of linear trend of (a) accumulated precipitation and (b) FOC with precipitation intensity during 1951–2005 in East Asia. Black lines denote observations, red/ green/ blue/ purple denote BCC-CSM1-1/ BNU-ESM/ FGOALS-g2/ FGOALS-s2, respectively

机制出发，指出热力因子（即大气水汽含量，与全球平均温度有关）比动力因子（大气环流）更易解释强降水的显著增多现象。按照克拉伯龙水汽方程，在全球平均温度升高时，饱和水汽压呈指数增加（7%），那么大气中的可降水量也必然随之增加（Allen and Ingram，2002；Trenberth et al., 2003；Held and Soden，2006）。据此理论，近年来强降水的增加可能与全球增暖有密切联系。

本文为了进一步探讨东亚地区降水结构转变与全球性增暖之间的关系，采用了 Liu et al.,（2009）提出的一种新的统计方法来分析 1951～2005 年间的观测和模式中降水与温度的关系。通过计算降水和气温的两年之差，以年较差序列取代单纯的时间序列，从而提取气温变化对不同强度降水的贡献（具体方法详见 Liu et al.,（2009）和 Shiu et al.,（2012））。该方法可用于研究降水对温度变化的响应，如图 7 所示。

观测中（图 7a），极端强降水（第 10 类）的变化率为约 10%/K。即当全球平均温度升高 1°C 时，极端强降水将增加 10%。低于第 10 类降水的中到大雨（第 6～9 类降水）以及小雨（第 1 类降水）则呈现负的变化率。也就是说，当全球平均温度升高 1°C 时，所有小雨和大多数中雨呈现约 2～5%/K 的变化率。四个模式中仅 BNU-ESM 不能合理的模拟极端强降水与温度变化之间的关系，且中等强度的降水随温度的升高是呈现正的变化率（图 7c）。BCC-CSM1-1、FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 三个模式均能模拟出极端强降水增加与全球增暖之间的关系，且量级也为约 10%/K（图 7b，d，e）。图 7 反映的是观测和模式中降水对增暖的响应。BNU-ESM 不能合理的模拟出该响应，是模式中影响降水和温度关系的物理过程还不够完善导致的。模式中的水汽含量和整层可降水量对增暖的响应误差，可能是引起降水响应误差的来源。前面研究表明，

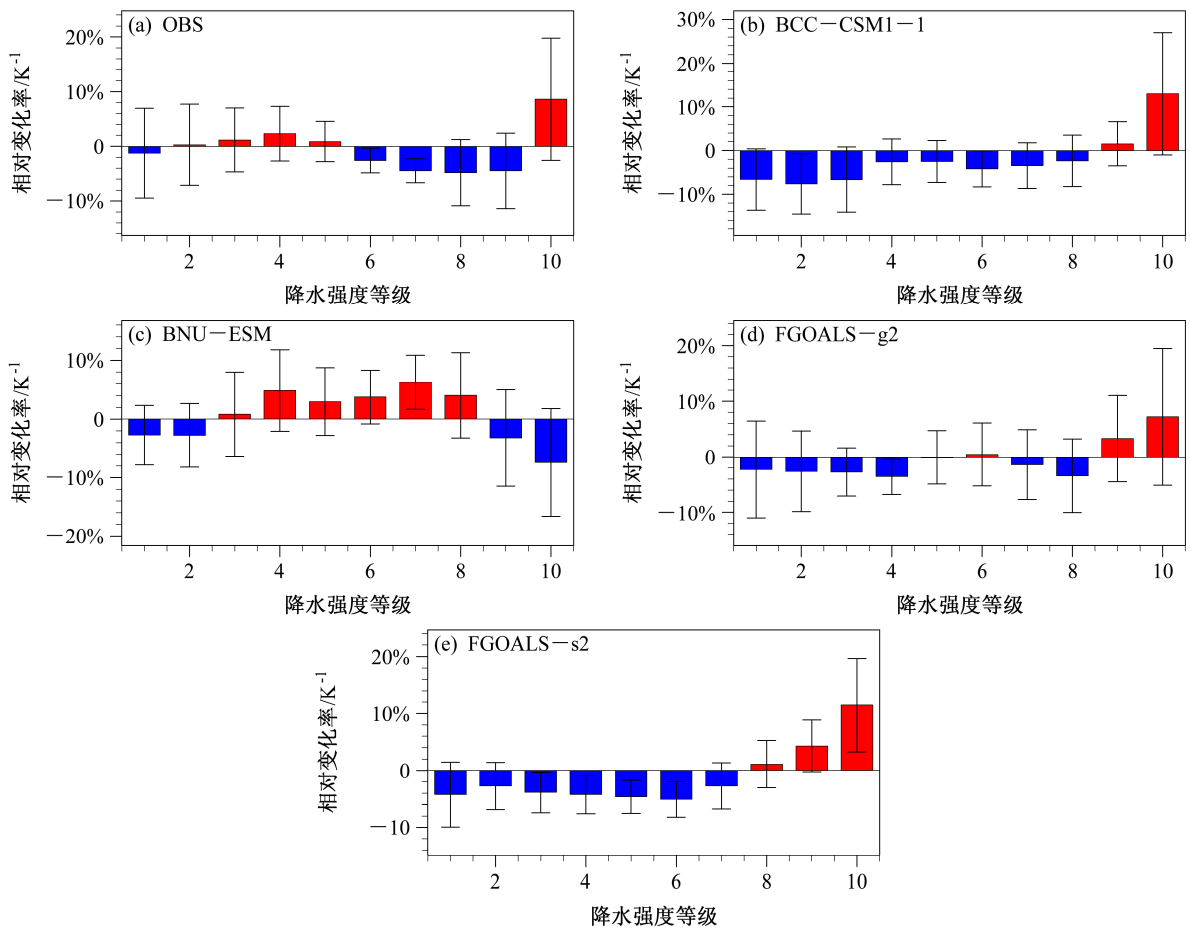

图 7 （a）观测和（b）−（e）四个模式中十个等级降水随温度升高的相对变化率。黑色实线代表了两个标准差的范围

Fig. 7 Relative changing rate of precipitation for each intensity category in East Asia in (a) observation and (b−e) models. Black line denotes the standard deviation range

BNU-ESM 对温室气体的敏感度，在参加 CMIP5 的几个中国模式中属于较高的，部分原因在于水汽反馈较强（Zhou et al., 2014；陈晓龙等，2014）。此外，模式中云微物理参数化方案以及气溶胶的模拟偏差，也可能会影响降水对温度的响应。

5 东亚降水结构的未来变化

在接下来的分析中，本文基于四个中国 CMIP5 模式，研究在温室气体显著增加所导致的温度显著升高的未来情景下，东亚地区降水结构会发生怎样的变化。所用到的试验数据包括耦合模式的历史气候模拟试验（Historical）以及 RCP8.5 情景下的未来预估试验。将未来预估的后 20 年（2081～2100）结果与当前气候模拟的后 20 年（1986～2005）相比较，可研究温度升高对东亚地区降水结构的影响。本文主要从 PDF 分布的变化和气候态空间分布的变化来研究降水结构在全球变暖背景下的转变。

首先，根据降水的分级方法，表 3 中给出了两个时间段内四个模式的降水阈值。可以看出，当全球温度升高后，东亚地区 T10 降水的阈值除 FGOALS-g2 外均显著增加了。这说明整个降水谱在变暖背景下会向更强的降水量级转变。为了更好地将未来预估的气候特征与当前气候进行对比，本文统一将阈值选定为未来预估下的阈值，即表 3 中最后三列的结果。

5.1 累积降水量和频率 PDF 分布的变化

图 8 为未来预估的后 20 年（2081～2100）减去 20 世纪后 20 年（1986～2005）的累积降水量和降水频率，表示 21 世纪相对于 20 世纪的变化程度。图 8a 为累积降水量的变化，单位是 mm。可以看出，在变暖背景下，四个模式模拟的 20 mm/d 以上的降水均呈现增加趋势。对 40 mm/d 以上强度的降水而言，四个模式的增加量从高到低分别是 FGOALS-s2、BCC-CSM1-1、BNU-ESM 和 FGOALS-g2。对小于 20 mm/d 降水变化的预估上，四个模式各有不同。BNU-ESM 和 FGOALS-g2 模式预估的未来降水会增加而另外两个模式则减少。也就是说，四个模式一致显示变暖背景下未来的强降水量会增加，但小雨和中雨的变化则结论不一致。图 8b 和 8c 是降水频率的绝对变化和相对变化率，可以看出，四个模式预估的 20 mm/d 以上降水的发生频率均呈现增加趋势，且降水强度越大，增加率越显著。由于 BNU-ESM 强降水的气候态降水量和降水频率都非常小，其相对变化过于显著，因此图 8c 中略去关于 BNU-ESM 的结果。

5.2 累积降水量和降水频率空间分布的变化

东亚地区累积降水量的变化与降水频率的变化是大体上相对应的。且通过对四个模式历史气候模拟的评估可知，模式对降水频率空间分布的模拟较好，可信度较累积降水量的模拟要高。因此，本文重点讨论四个模式预估的降水频率变化。事实上，累积降水量的未来变化与降水频率基本上一致（图略）。

图 9 为未来预估中 2081～2100 年的气候态降水频率与历史气候模拟试验中 1986～2005 年气候态值之差。图 9 中给出了四个模式集合平均的结果，以及四个模式各自相对于集合平均的偏差，或者说模式间的“离差”（Zhou and Yu, 2006；李博和周天军，2010）。集合平均的结果反映了在温室气体升高引起的全球变暖背景下，各级降水的降水频率的变化量及其空间分布特征。未来预估情景下，整个东亚地区的小雨呈现出 30°N 以北减少而 30°N 以南增加的变化趋势；相反地，中雨则呈现出 30°N 以北增加而以南减少的变化趋势。很明显地，小雨和中雨的变化趋势存在一致性，小雨增加的地方恰好对应了中雨减小，反之亦然。对 T10 强降水而言，整个东亚地区一致的增加。

综上所述，全球变暖之后，东亚地区降水结构将会发生转变，强降水在整个区域一致增加。从图 1a 可知，中等强度降水在东亚地区总降水量中占主导地位。因此，整个东亚地区降水量变化的空间型由中雨的变化主导；中雨的降水量呈现出南部减少北部增加的趋势（图略），而降水总量的变化趋势也是如此（图略）。因此，在未来，尽管温度升高会使得极端降水显著增加；但由于 30°N 以南地区的中雨显著减少，因此中国南方地区很可能干旱形势变得更加严峻。

结合图 4 中观测的小雨和中雨降水频率的气候态，可知小雨和中雨的变化存在内在联系，当小雨增加（减少）时则中雨减少（增加）。在全球变暖背景下，小雨和中雨的分布型很可能会发生向相反方向转换的趋势。小雨的气候态分布很可能从南少北多转变为南多北少；而中雨则从南多北少转变成南少北多。

从四个模式与集合平均的偏差来看，四个模式尽管预估的空间型与集合平均结果大体相当（图

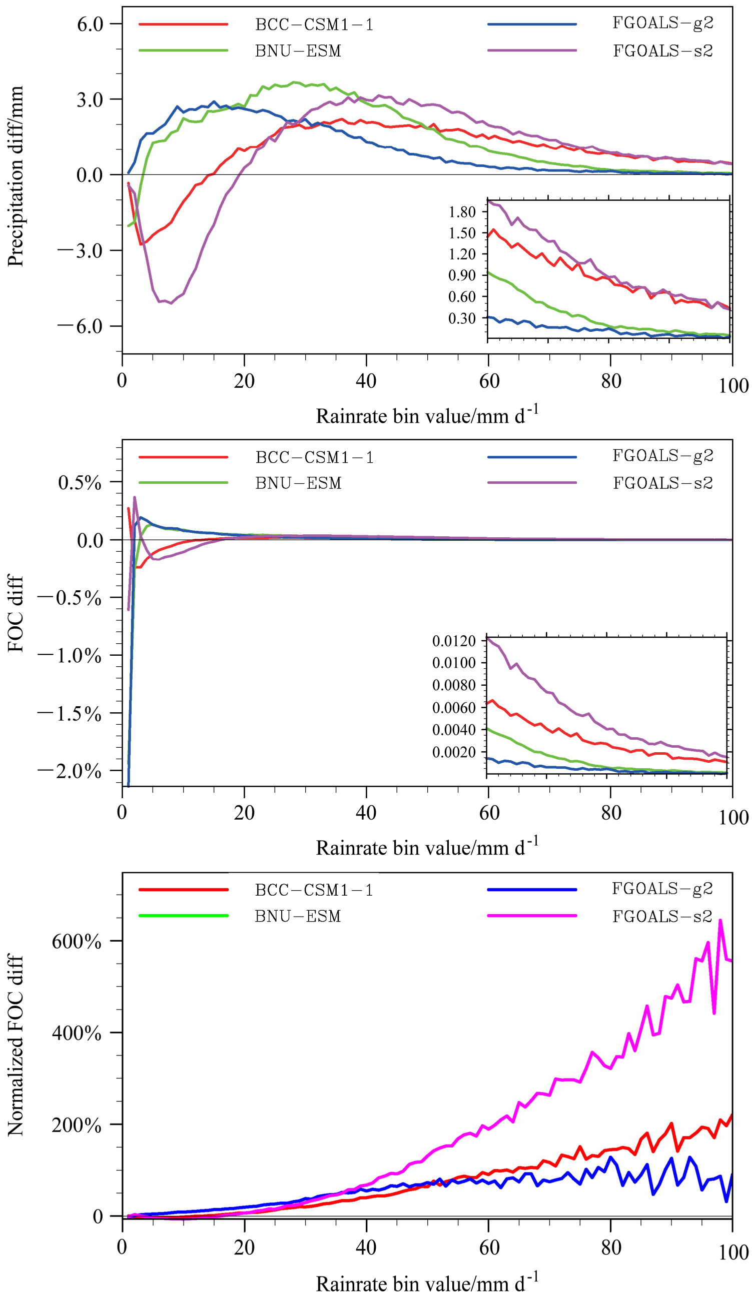

图 8 （a，b）东亚地区未来预估（2081～2100 年）相对于现代气候（1986～2005 年）的（a）累积降水量和（b）降水频率的差值随降水强度的分布情况；（c）同（b），但为降水频率的相对变化率

Fig. 8 Projection of the difference distribution of (a) accumulated precipitation, (b) FOC and (c) normalized FOC between 2081−2100 and 1986−2005 with rainrate bins by four GCMs (denoted by different colors)

略），但是模式间仍旧存在较大的不确定性。BCC-CSM1-1 预估的小雨在整个东亚地区较之集合平均存在正异常；而中雨则在整个东亚地区存在负异常，近 20°以南地区存在明显的正异常；大雨预估与中雨类似，较之集合平均而言，在整个东亚地区呈现负异常，仅在东亚西南角呈现明显的正异常。BNU-ESM 预估的三种强度降水的变化较之集合平均，与 BCC-CSM1-1 有着大体相反的偏差分布；小雨在大部分区域较之集合平均呈现负异常，中雨和大雨呈现正异常。FGOALS-g2 预估的三种强度降水在未来的变化，较之集合平均大体上呈现负异常。而 FGOALS-s2 预估的三种强度降水在未来的

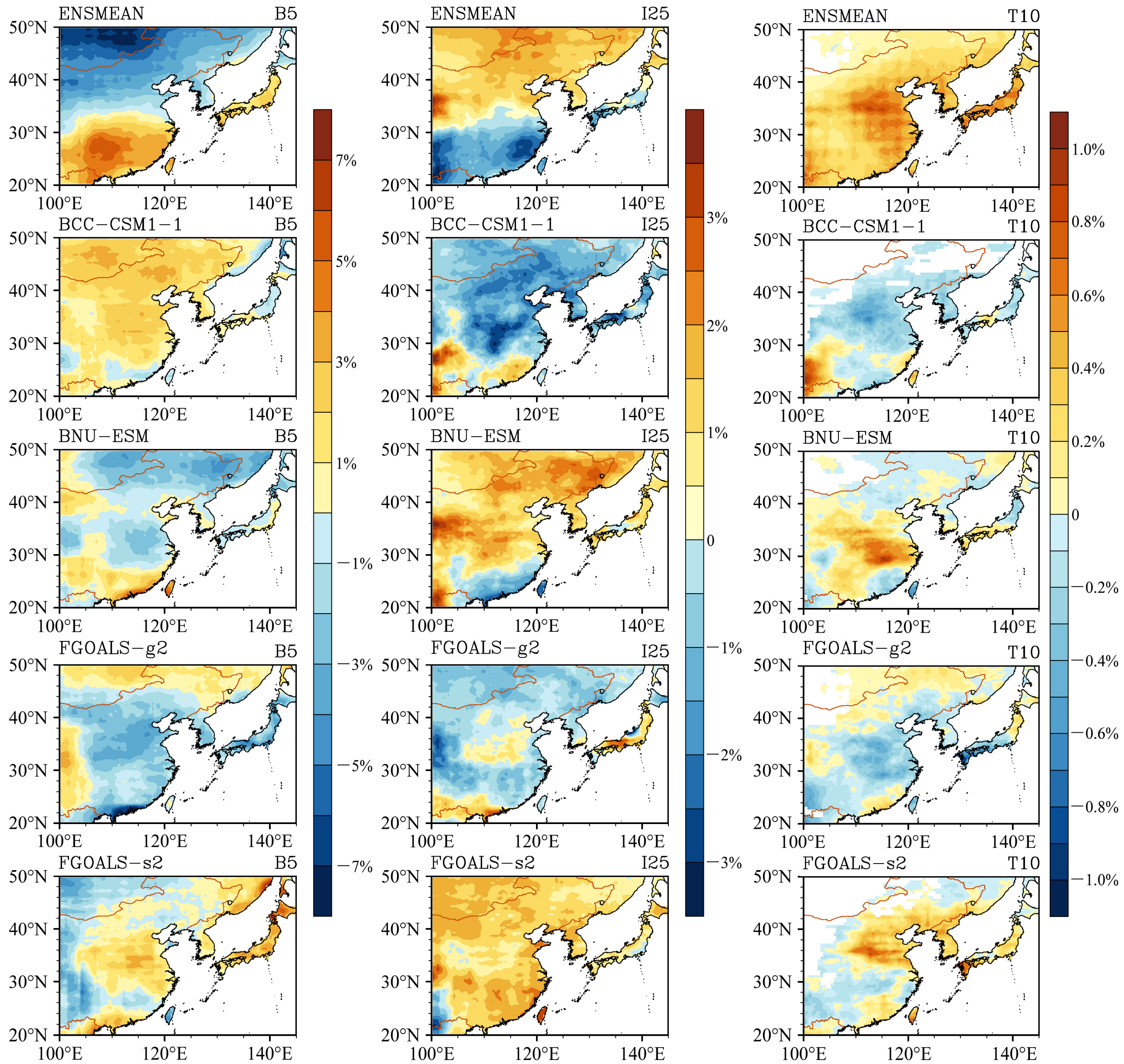

图9 从上到下分别为四个模式集合平均的2081～2100年气候态降水频率预估值与其模拟的1986～2005年历史气候态降水频率之差值以及四个模式分别模拟的相应差值与集合平均结果的偏差；从左到右分别为三种强度降水，即小雨（B5）、中雨（I25）和大雨（T10）。图中频率变化的单位是%

Fig. 9 Projection of the difference of mean precipitation frequency (units: %) between 2081–2100 and 1986–2005 by the ensemble mean of the four models, and BCC-CSM1-1, BNU-ESM, FGOALS-g2, and FGOALS-s2 (from top to bottom), respectively. The left panels are light rain (B5), the middle panels are moderate rain (I25), and the right panels are heavy rain (T10)

变化，较之集合平均则大体上呈现正的异常。

6 小结与讨论

6.1 小结

本文通过分析 APHRO 高分辨率逐日降水资料，研究了东亚地区降水结构的观测特征，包括各级降水的累积降水量和降水频率的气候态和长期趋势。在此基础上，评估了中国四个 CMIP5 模式对东亚地区降水结构的模拟能力。并进一步基于四个模式的未来预估试验结果，探讨了东亚地区降水结构在全球变暖背景下的未来变化。本文的主要结论如下：

1）观测中，整个东亚地区累积降水量的 PDF 分布呈现出先增加，在 3 mm/d 处达到最大值，然

后显著减小的分布形态，降水量以 30 mm/d 以下的中雨占主导；而降水频率则是随着强度的增加呈现显著减小的分布形态。气候态空间分布上，小雨和中雨的分布形态正好相反，小雨呈现出南少北多而中雨则呈现南多北少的形态，强降水较多分布在华南沿海以及日本南部地区。长期趋势上，整个东亚地区大体上呈现 40 mm/d 以上的大雨增加，而 40 mm/d 以下强度的降水减少的变化趋势。

2）四个模式对东亚降水结构的气候态模拟能力较好，各级降水的空间分布特征与观测大体上一致，但在中国西部地区模拟的小雨偏少而中雨偏多。四个模式中 BCC-CSM1-1 和 FGOALS-g2 能够合理再现观测降水的趋势 PDF 分布，其他模式均不能合理再现中雨的减小趋势，且强降水的增加率比观测偏弱。BCC-CSM1-1、FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 均能合理再现出累积降水量和降水频率的相对变化随着降水强度增加而显著增加的趋势。

3）在全球变暖的背景下，30 mm/d 以上的强降水的降水量和降水频率会增加，且降水强度越大，其增加越明显。降水量和降水频率变化的空间分布上，小雨和中雨呈现出相反的空间型。以 30°N 为界，小雨的变化为南部增加和北部减少，而中雨的变化则为南部减少和北部增加。降水总量的变化是由中等强度降水主导的。四个模式的预估均表明：当温度升高后，中国东部地区的降水型很可能发生转变。对强降水而言，四个模式预估的降水量和降水频率在整个东亚地区呈现出区域一致的增加趋势。也就是说，温度升高后，东亚地区的强降水会显著增加。

6.2 讨论

前人对全球尺度降水的研究表明，根据 Clausius-Clapeyron（C−C）方程，大气中的含水量会随着温度的升高按照 7%/K 的速率增加（Trenberth，1998；Allen and Ingram，2002；Semenov and Bengtsson，2002；Trenberth et al., 2003），而事实上观测和模式中反映的降水总量的增加率仅为 1%～3%/K（Held and Soden，2006；Sun et al., 2006；Vecchi and Soden，2007；Adler et al., 2008；Stephens and Ellis，2008），显著低于 C−C 方程的理论值。但是强降水的增加率显著高于 7%/K（Lenderink and Meijgaard，2008；Liu et al., 2009），同时中等强度降水呈现出减少的趋势（Liu et al., 2009；Chou and Lan，2012）。本文将东亚地区的降水分为三个强度等级，研究了三种强度降水的降水量和降水频率在东亚地区的观测特征和未来变化。不仅在区域尺度上验证了前人的结论，更进一步给出了不同等级降水变化的空间分布特征，且指出了降水频率的气候态特征和长期趋势。在降水结构变化的解释上，本文基于统计分析，给出了全球增暖与东亚地区各种强度降水变化的定量关系。

近几十年来东亚地区气溶胶含量的迅速增加，也会对该地区的降水结构产生影响（Che et al., 2007；Lau et al., 2008；Ramanathan et al., 2005；Ramanathan and Carmichael，2008；Sahu et al., 2008）。首先，通过气溶胶的直接加热效应引起水汽辐合变化，进而导致降水分布的变化（Lau et al., 2008）；其次，气溶胶的半直接效应通过增加云的蒸发，造成云量和云反照率的减小，从而减少东亚地区的降水量；最后，气溶胶还可以通过其间接效应（云反照率效应和云生命期效应）影响云和降水的形成。即气溶胶粒子的增多会增加云滴数浓度但使云滴粒子变小，更小的云滴会抑制云滴间的碰并过程，抑制暖云降水（小雨）的产生，增加云的高度，延长云的生命期。数值模拟研究表明，在水汽输送充足、大气层结不稳定的季风区，气溶胶增加所引起的暖云降水减少，会使得云的生命期延长，容易发展成深对流云达到更高的高度，进而引起更强的降水。即增加了季风区降水的强度（Fan et al., 2012；Li and Zhou，2011；Rosenfeld et al., 2008）。对降水结构的影响上，气溶胶的间接效应会使得小雨减少，强降水增加。

Liu et al.,（2009）指出，降水的变化与温度的变化之间存在着显著的依赖关系。当全球平均温度升高时，强降水显著增加，并且进一步指出这种规律在区域尺度上也成立。本文基于同样的统计方法，在东亚地区验证了这一结论（图 7）。RCP8.5 情景是未来预估中温室气体增加最为明显的情景，该情景下全球平均温度的升高趋势最为显著（Taylor et al., 2012）。四个模式在 RCP8.5 情景下预估的东亚地区极端降水呈现显著并且一致的增加趋势（图 9），根据降水对温度的依赖关系，显然是由于温度升高导致。

在东亚地区，小雨和中雨的变化呈现出内在一致性（图 4 和图 9）。即小雨偏多（少）的地区中雨偏少（多）；同时小雨呈现增加（减少）趋势的地区中雨则呈现减少（增加）趋势。这种内在一致性

很可能与引发小雨和中雨的不同类型的云以及他们之间的内在联系有关。Lau and Wu（2007）在解释热带降水变化时指出，小雨和中雨大体上对应的是暖云降水和混合云降水。当暖云降水增加后，会消耗掉中低层云，使得上层云通过深对流运动可获得的水汽减少，则混合云的形成会减少，因而使得中雨减少；反之亦然。

参考文献（References）

Adler R F, Gu G J, Wang J J, et al. 2008. Relationships between global precipitation and surface temperature on interannual and longer timescales (1979–2006) [J]. J. Geophys. Res.: Atmospheres (1984–2012), 113 (D22): D22104, doi:10.1029/2008JD010536.

Allen M R, Ingram W J. 2002. Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle [J]. Nature, 419 (6903): 224–232.

Bao Q, Lin P F, Zhou T J, et al. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, spectral version 2: FGOALS-s2 [J]. Adv. Atmos. Sci., 30 (3): 561–576, doi:10.1007/s00376-012-2113-9.

Che H Z, Zhang X Y, Li Y, et al. 2007. Horizontal visibility trends in China 1981–2005 [J]. Geophysical Research Letters, 34 (24): L24706.

Chou C, Lan C W. 2012. Changes in the annual range of precipitation under global warming [J]. J. Climate, 25 (1): 222–235.

陈晓龙，周天军，郭准. 2014. 影响气候系统模式温室气体敏感度的反馈过程——基于 FGOALS 模式的研究 [J]. 中国科学：地球科学，44: 322–332. Chen X L, Zhou T J, Guo Z. 2014. Climate sensitivities of two versions of FGOALS model to idealized radiative forcing [J]. Science China: Earth Sciences (in Chinese), doi:10.1007/s11430-013-4692-4.

董敏, 吴统文, 王在志, 等. 2009. 北京气候中心大气环流模式对季节内振荡的模拟 [J]. 气象学报, 67 (6): 912–922. Dong M, Wu T W, Wang Z Z, et al. 2009. Simulations of the tropical intraseasonal oscillations by the AGCM of the Beijing Climate Center [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (6): 912–922.

董啸, 周顺武, 胡中明, 等. 2010. 近 50 年来东北地区暴雪时空分布特征 [J]. 气象, 36 (12): 74–79. Dong X, Zhou S W, Hu Z M, et al. 2010. Characteristics of spatial and temporal variation of heavy snowfall in Northeast China in recent 50 years [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 36 (12): 74–79.

Dong X, Xue F, Zhang H, et al. 2012. Evaluation of surface air temperature change over China and the globe during the twentieth century in IAP AGCM4.0 [J]. Atmos. Oceanic Sci. Lett., 5 (5): 435–438.

Emori S, Brown S. 2005. Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (17): L17706.

Fan J W, Leung L R, Li Z Q, et al. 2013. Aerosol impacts on clouds and precipitation in eastern China: Results from bin and bulk microphysics [J]. J. Geophys. Res.: Atmospheres (1984–2012), 117 (D16), doi: 10.1029/2011JD016537.

Gao Xuejie, Shi Ying, Song Ruiyan, et al. 2008. Reduction of future monsoon precipitation over China: Comparison between a high resolution RCM simulation and the driving GCM [J]. Meteor. Atmos. Phys., 100 (1–4): 73–86, doi:10.1007/s00703-008-0296-5.

郭准, 吴春强, 周天军, 等. 2011. LASG/IAP 和 BCC 大气环流模式模拟的云辐射强迫之比较 [J]. 大气科学, 35 (4): 739–752. Guo Z, Wu C Q, Zhou T J, et al. 2011. A comparison of cloud radiative forcings simulated by LASG/IAP and BCC atmospheric general circulation models [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 739–752.

韩振宇, 周天军. 2012. APHRODITE 高分辨率逐日降水资料在中国大陆地区的适用性[J]. 大气科学，36 (2): 361–373, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11043. Han Z Y, Zhou T J. 2012. Assessing the quality of APHRODITE high-resolution daily precipitation dataset over contiguous China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 361–373.

Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. J. Climate, 19 (21): 5686–5699.

IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis [M]. Solomon S, Qin D, Maning M, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996pp.

IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis [M]. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.

颉卫华, 吴统文. 2010. 全球大气环流模式 BCC_AGCM2. 0. 1 对 1998 年夏季江淮流域强降水过程的回报试验研究 [J]. 大气科学，34 (5): 962–978, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.05.11. Jie W H, Wu T W. 2010. Hindcast for the 1998 summer heavy precipitation in the Yangtze and Huaihe River valley using BCC_AGCM2.0.1 model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (5): 962–978.

Karl T R, Knight R W. 1998. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 79 (2): 231-241.

Kitoh A, Kusunoki S. 2008. East Asian summer monsoon simulation by a 20-km mesh AGCM [J]. Climate Dyn., 31 (4): 389–401.

Kitoh A, Endo H, Kumar K K, et al. 2013. Monsoons in a changing world: A regional perspective in a global context [J]. J. Geophys. Res.: Atmos., 118 (8): 3053–3065, doi:10.1002/jgrd.50258.

Lau K M, Wu H T. 2003. Warm rain processes over tropical oceans and climate implications [J]. Geophys. Res. Lett., 30 (24): 2290, doi:10.1029/2003GL018567.

Lau K M, Wu H T. 2007. Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979–2003 [J]. Int. J. Climatol., 27 (8): 979–988.

Lau K M, Ramanathan V, Wu G X, et al. 2008. The joint aerosol–monsoon experiment [J]. Bull. Am. Meteor. Soc., 89 (3): 369–383.

Lau K M, Wu H T, Kim K M. 2013. A canonical response of precipitation characteristics to global warming from CMIP5 models [J]. Geophys. Res. Lett., 40 (12): 3163–3169.

Lenderink G, van Meijgaard E. 2008. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes [J]. Nature Geoscience, 1 (8): 511–514.

Li B, Zhou T J. 2011. El Niño-Southern Oscillation-related principal interannual variability modes of early and late summer rainfall over East Asia in sea surface temperature-driven atmospheric general circulation model simulations [J]. J. Geophys. Res.: Atmos. (1984–2012), 116 (D14): D14118, doi:10.1029/2011JD015691.

李博, 周天军. 2010. 基于 IPCC A1B 情景的中国未来气候变化预估: 多模式集合结果及其不确定性 [J]. 气候变化研究进展, 6 (4): 270–276. Li B, Zhou T J. 2010. Projected climate change over China under SRES A1B scenario: Multi-model ensemble and uncertainties [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 6 (4): 270–276.

李红梅, 周天军, 宇如聪. 2008. 近四十年我国东部盛夏日降水特性变化分析 [J]. 大气科学, 32 (2): 358–370, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.02.14. Li H M, Zhou T J, Yu R C. 2008. Analysis of July−August daily precipitation characteristics variation in eastern China during 1958–2000 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (2): 358–370.

李建, 宇如聪, 陈昊明, 等. 2010. 对三套再分析资料中国大陆地区夏季降水量的评估分析 [J]. 气象, 36 (12): 1–9. Li J, Yu R C, Chen H M, et al. 2010. Evaluation and analyses of summer rainfall over mainland China in three reanalysis datasets [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 36 (12): 1–9.

Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model, Grid-point Version 2: FGOALS-g2 [J]. Adv. Atmos. Sci., 30 (3): 543–560, doi:10.1007/s00376-012-2140-6.

林壬萍, 周天军, 薛峰, 等. 2012. NCEP/NCAR 再分析资料所揭示的全球季风降水变化 [J]. 大气科学, 36 (5): 1027–1040, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11222. Lin Renping, Zhou Tianjun, Xue Feng, et al. 2012. The global monsoon variability revealed by NCEP/NCAR reanalysis data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (5): 1027–1040.

Lin R P, Zhou T J, Qian Y. 2014. Evaluation of global monsoon precipitation changes based on five reanalysis datasets [J]. J. Climate, 27 (3): 1271–1289.

林云萍, 赵春生. 2009. 中国地区不同强度降水的变化趋势 [J]. 北京大学学报 (自然科学版), 45 (6): 995–1002. Lin Y P, Zhao C S. 2009. Trends of precipitation of different intensity in China [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis (in Chinese), 45 (6): 995–1002.

Liu S C, Fu C B, Shiu C J, et al. 2009. Temperature dependence of global precipitation extremes [J]. Geophys. Res. Lett., 36 (17): L17702, doi:10.1029/2009GL040218.

Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. 2007. Global climate projections [M]// Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 747–845.

Meehl G A, Zwiers F, Evans J, et al. 2000. Trends in extreme weather and climate events: Issues related to modeling extremes in projections of future climate change [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 81 (3): 427–436.

New M, Todd M, Hulme M, et al. 2001. Precipitation measurements and trends in the twentieth century [J]. Int. J. Climatol., 21 (15): 1899–1922.

Qian W H, Fu J L, Yan Z W. 2007. Decrease of light rain events in summer associated with a warming environment in China during 1961–2005 [J]. Geophys. Res. Lett., 34 (11): L11705, doi:10.1029/2007GL029631.

Qiao F L, Song Z Y, Bao Y, et al. 2013. Development and evaluation of an earth system model with surface gravity waves [J]. J. Geophys. Res., 118: 4514–4524, doi:10.1002/jgrc.20327.

Ramanathan V, Chung C, Kim D, et al. 2005. Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle [J]. 102 (15): 5326-5333.

Ramanathan V, Carmichael G. 2008. Global and regional climate changes due to black carbon [J]. Nat. Geosci., 1 (4): 221–227.

Rosenfeld D, Lohmann U, Raga G, et al. 2008. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? [J]. Science, 321 (5894): 1309–1313.

Sahu S K, Beig G, Sharma C. 2008. Decadal growth of black carbon emissions in India [J]. Geophys. Res. Lett., 35 (2).

Semenov V, Bengtsson L. 2002. Secular trends in daily precipitation characteristics: Greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM [J]. Climate Dyn., 19 (2): 123–140.

Song Fengfei, Zhou Tianjun. 2014. Interannual variability of East Asian summer monsoon simulated by CMIP3 and CMIP5 AGCMs: Skill dependence on Indian ocean–western Pacific anticyclone teleconnection [J]. J. Climate, 27 (4): 1679–1697, doi:10.1175/JCLI-D-13-00248.1

Song F F, Zhou T J, Qian Y. 2014. Responses of East Asian summer monsoon to natural and anthropogenic forcings in the 17 latest CMIP5 models [J]. Geophys. Res. Lett., 41 (2): 596–603, doi:10.1002/2013GL058705.

Sperber K R, Annamalai H, Kang I S, et al. 2013. The Asian summer monsoon: An intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century [J]. Climate Dyn., 41 (9–10): 2711–2744, doi:10.1007/s00382-012-1607-6.

Stephens G L, Ellis T D. 2008. Controls of global-mean precipitation increases in global warming GCM experiments [J]. J. Climate, 21 (23): 6141–6155.

Stott P A, Tett S F B, Jones G S, et al. 2000. External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcing [J]. Science, 290 (5499): 2133–2137.

Shiu C J, Liu S C, Fu C B, et al. 2012. How much do precipitation extremes change in a warming climate? [J]. Geophys. Res. Lett., 39 (17).

Sun Y, Solomon S, Dai A G, et al. 2006. How often does it rain? [J]. J. Climate, 19 (6): 916–934.

Sun Y, Solomon S, Dai A G, et al. 2007. How often will it rain? [J]. J. Climate, 20 (19): 4801–4818.

Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]// Monsoon Meteorology. Oxford, UK: Oxford University Press, 60–92.

Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93 (4): 485–498.

Tett S F B, Stott P A, Allen M R, et al. 1999. Causes of twentieth century temperature change near the Earth's surface [J]. Nature, 399 (6736): 569–572.

Trenberth K E. 1998. Atmospheric moisture residence times and cycling: Implications for rainfall rates and climate change [J]. Climatic Change, 39 (4): 667–694.

Trenberth K E, Dai A G, Rasmussen R M, et al. 2003. The changing character of precipitation [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84(9): 1205–1217.

Trenberth K E, Jones P D, Ambenje P, et al. 2007. Observations: Surface and atmospheric climate change [M]// Solomon S, Qin D, Manning M, et al., Eds. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 236– 336.

Vecchi G A, Soden B J. 2007. Global warming and the weakening of the tropical circulation [J]. J. Climate, 20 (17): 4316–4340.

Wu Bo, Zhou T J. 2013. Relationships between the East Asian−western North Pacific monsoon and ENSO simulated by FGOALS-s2 [J]. Adv. Atmos. Sci., 30 (3): 713–725, doi:10.1007/s00376-013-2103-6.

王大钧, 陈列, 丁裕国. 2006. 近 40 年来中国降水量、雨日变化趋势及与全球温度变化的关系 [J]. 热带气象学报, 22 (3): 283–289. Wang D J, Chen L, Ding Y G. 2006. The change trend in rainfall, wet days of China in recent 40 years and the correlation between the change trend and the change of global temperature [J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 22 (3): 283–290.

Wang H J. 2001. The weakening of the Asian monsoon circulation after the end of 1970's [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (3): 376–386.

王璐, 周天军, 吴统文, 等. 2009. BCC 大气环流模式对亚澳季风年际变率主导模态的模拟 [J]. 气象学报, 67 (6): 973–982. Wang L, Zhou T J, Wu T W, et al. 2009. Simulation of the leading mode of Asian Australian monsoon interannual variability with the Beijing Climate Center atmospheric general circulation model [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (6): 973–982.

王颖, 施能, 顾骏强, 等. 2006. 中国雨日的气候变化 [J]. 大气科学, 30 (1): 162–170, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.01.14. Wang Y, Shi N, Gu J Q, et al. 2006. Climatic variations of wet days in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (1): 162–170.

Wielicki B A, Wong T, Allan R P, et al. 2002. Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget [J]. Science, 295 (5556): 841–844.

吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其他资料的对比 [J]. 地球物理学报, 56 (4): 1102–1111. Wu Jia, Gao Xuejie. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 56 (4): 1102–1111.

吴其重, 冯锦明, 董文杰, 等. 2013. BNU-ESM 模式及其开展的 CMIP5 试验介绍 [J]. 气候变化研究进展. 9 (4): 291–294. Wu Q Z, Feng J M, Dong W J, et al. 2013. Introduction of the CMIP5 experiments carried out by BNU-ESM [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 9 (4): 291–294.

Wu T W, Song L C, Li W P, et al. 2014. An overview of BCC climate system model development and application for climate change studies [J]. J. Meteor. Res., 28 (1): 34–56, doi:10.1007/s13351-014-3041-7.

Yang J, Wang B, Bao Q. 2010. Biweekly and 21–30-day variations of the subtropical summer monsoon rainfall over the lower reach of the Yangtze River basin [J]. J. Climate, 23 (5): 1146–1159.

Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K, et al. 2009. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges [J]. Sola, 5: 137–140.

Yatagai A, Kamiguchi K, Arakawa O, et al. 2012. APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93 (9): 1401–1415, doi:10.1175/BAMS-D-11-00122.1.

Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 31 (22): L22212, doi:10.1029/2004GL021270.

Yu R C, Zhou T J. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon [J]. J. Climate, 20 (21): 5344–5355.

Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. 2005. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China [J]. J. Climate, 18 (7): 1096–1108.

Zhou Tianjun, Yu Rucong. 2006. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models [J]. J. Climate, 19 (22): 5843–5858.

Zhou Tianjun, Yu R, Zhang J, et al. 2009. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. J. Climate, 22, 2199-2215.

Zhou Tianjun, Chen Xiaolong, Dong Lu, et al. 2014. Chinese contribution to CMIP5: An overview of five Chinese models' performances [J]. J. Meteor. Res., 28 (4): 481–509.

Zhou T, Song F, Lin R, et al. 2013. The 2012 North China floods: Explaining an extreme rainfall event in the context of a long-term drying tendency [J]// Explaining Extreme Events of 2012 from a Climate Perspective. Bulletin of the American Meteorological Society, 94 (9): S49–S51.

Zhu C W, Wang B, Qian W H, et al. 2012. Recent weakening of northern East Asian summer monsoon: A possible response to global warming [J]. Geophys. Res. Lett., 39 (9): L09701, doi:10.1029/2012GL051155.