

张守文,王辉,姜华,等. CMIP5 气候模式下淡水通量变化[J]. 海洋学报, 2016, 38(1): 10-19, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2016.01.002

Zhang Shouwen, Wang Hui, Jiang Hua, et al. Freshwater flux variations based on CMIP5 climate models[J]. Haiyang Xuebao, 2016, 38(1): 10-19, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2016.01.002

CMIP5 气候模式下淡水通量变化

张守文^{1,2}, 王辉², 姜华^{2*}, 杜凌¹

(1. 中国海洋大学 海洋与大气学院, 山东 青岛 266100; 2. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘要: 基于全球降水气候态计划(GPCP)的降水资料和美国伍兹霍尔海洋研究所(WHOI)的客观分析海气通量(OAFlux)的蒸发数据,对 CMIP5 的 13 个耦合模式的淡水通量历史模拟结果进行评估。结果表明:模式能够模拟出淡水通量的气候态空间分布,但普遍存在双热带辐合带(ITCZ)现象,热带海域是模式模拟不确定性最大的区域。模式能较好模拟出纬向平均的淡水通量的分布特征,但量值较实测偏小,且由于模式对 1 月 10°S 附近淡水通量的模拟过低,导致年平均的赤道和 10°S 之间的淡水通量模拟存在明显的偏差。季节尺度上,模式对北半球淡水通量的变化特征有很好的模拟能力,但对南半球的模拟能力不足。年际尺度上,模式普遍能够刻画 ENSO 引起的淡水通量在太平洋中部同西太平洋以及印尼贯通流反相变化的空间分布特征,但是时间特征模拟很差。从各个方面评估模式的历史模拟结果,多模式集合的结果都要优于单个模式的结果。全球变暖背景下,未来淡水通量变化最显著的区域位于热带和亚热带区域。原本蒸发(降水)占主导的海域,蒸发(降水)更强。不同气候情景下,淡水通量变化的空间形态没有显著变化,但 RCP8.5 气候情景下模拟的淡水通量变化幅度及模式间变化的一致性均强于 RCP4.5 的结果。

关键词: 淡水通量; CMIP5; 模式比较; 预估; 情景

中图分类号: P731.27

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2016)01-0010-10

1 引言

海气淡水通量,即海洋大气界面处蒸发与降水之差(E-P),是表征全球大气与海洋之间水气交换的一个重要指标。淡水通量的变化不仅能够改变海洋盐度场,引起温度场和流场异常,还能够通过海气界面的能量交换引起大气的响应^[1-4]。随着大气中的温室气体含量不断的增加,全球气候一直处于升温的变化中,预期的结果是全球水循环的增强^[5-6],并主

要表现在大气水汽输运的增强上。政府间气候变化第四次、第五次评估报告^[7-8]对全球水循环的特征给出了共同的描述,即“Wet getting wetter and dry getting drier”。也就是说热带和中纬度地区原本湿润的区域会变得更加湿润,而亚热带干旱、半干旱的地区会变得更加干旱^[9-11]。如果预测的水循环在未来的现实中会发生如此大尺度的变化,这会给人类社会和生态系统带来十分严峻的考验。比如,原本湿润的地区会遭受频发的洪水的侵袭,与此同时,原本干旱的

收稿日期: 2014-12-19; 修订日期: 2015-02-02。

基金项目: 国家海洋局海洋公益性专项(201505013); 国家自然科学基金(41376008, 41106024, 41376016)。

作者简介: 张守文(1987—),男,山东省日照市人,博士,主要从事气候变化背景下的海平面变化及全球水循环研究。E-mail: zhangshouwen@ouc.edu.cn

* 通信作者: 姜华,研究员,主要从事海洋环流变异和气候变化。E-mail: hjjiang@nmfsc.gov.cn

地区由于转换到了一个更加干旱的气候中,将会面临可用水的减少和水质的下降等一系列严峻的考验。

全球变暖会导致水循环的加强,而水循环的改变会通过改变沿等密度面的海洋热扩散,进而影响海表面的温度。变化了的海表面温度又会作用于大气的下垫面,通过改变大气中水气的承载能力和改变海气界面处的蒸发,继而引起水循环的变化。因此,淡水通量的模拟能够直接关系到海表面温度的模拟正确与否并最终反馈到淡水通量自身的模拟。未来气候模式的发展首先要着力改进模式物理参数化方案,使得模式的物理框架更加完备,增加预报结果的可靠性。比如对淡水通量的模拟,热带太平洋云反馈的作用以及纬向海表面温度的梯度都是亟需完善的科学问题。其次,模式的分辨率需要进一步细化,从而增加对区域海洋的可预报性,最大限度的发挥模式的科学研究价值。

为了深入了解淡水循环及其对气候变化的影响,迫切需要对其特征加以分析并定性定量的预估淡水通量的变化。耦合模式比较计划第五阶段(CMIP5)为实现这个目的提供了有效的工具。最新的全球气候模式采用更合理的参数化方案、通量处理方案和耦合技术,模式的模拟结果和预估能力都得到了显著提高。目前为止,大量的工作都是对陆面降水的检验以及对未来极端降水的预估。IPCC5 报告指出,全球大尺度降水的空间形态模拟有了显著提高,较之于CMIP3,年平均相关性从 0.77 提高到了 0.82。Liu 等^[12]通过将全球的陆地划分为 8 个区域,评估了 CMIP5 中 12 个模式对夏季和冬季降水的模拟能力,研究发现在全球尺度上,模式的结果与再分析数据结果没有十分显著的差别,但是在不同的区域存在十分强的季节误差和模式间的误差。Sillmann 等^[13]发现 CMIP5 能够比 CMIP3 更为准确的模拟出降水的振幅,但是对于极端降水的模拟仍有很大的不确定性。Kumar 等^[14]则指出模式在表现降水的长期变化上表现不足。除此之外,模式的区域降水的模拟能力也获得了很大关注。陈晓晨等^[15]的研究发现 CMIP5 的模式能够再现中国年平均降水的时空变化特征,但在量值上有较大偏差,多模式集合的结果要优于单个模式的结果。李振朝等^[16]研究发现模式对北半球季节变化降水的模拟要远优于趋势的模拟,各个模式都能够模拟出青藏高原的降水中心,但模式间差异较大。

前人的工作对 CMIP5 模式降水的评估多是针对陆面的降水,而对海洋中的降水,以及对淡水通量的

模拟缺乏足够的评估。因此,本文利用 13 个 CMIP5 全球气候模式的结果,分别从气候态的空间分布、季节变化和年际变化的特征几个角度评估模式淡水通量历史结果模拟能力,并在此基础上,分析了在全球变暖的不同未来气候情景下,淡水通量的变化特征。

2 数据和方法

为了评估模式的模拟能力,本文主要使用了全球降水气候态计划(GPCP, Adler 等^[17])的降水资料和美国伍兹霍尔海洋研究所的客观分析海气通量 OAFlux 的蒸发数据(Yu 和 Weller^[18])与模式的结果进行对比。这两种数据组合表征的淡水通量是目前为止最为准确的淡水通量的数据,很多研究也一致选择这种组合方式^[3,19]。

本文选取了参加 CMIP5 计划中的 13 个模式的历史气候模拟试验(historical)数据和 RCP4.5、RCP8.5 两种典型浓度路径未来情景(Representative Concentration Pathways)实验数据(Taylor 等^[20])。这 13 个模式分别为 BCC-CSM1-1、BNU-ESM、CanESM2、CCSM4、CESM1-CAM5、CSIRO-MK3-6-0、GISS-E2-H、INMCM4、IPSL-CM5A-LR、MIROC-ESM、MIROC5、MPI-ESM-LR 和 MRI-CGCM3,每个模式的具体信息和细节可以参照 <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>。历史气候模拟实验首先在温室气体等外强迫固定在工业革命前的状态运行数百年,使得模式达到平衡,之后在实测的温室气体、太阳常数、火山活动、臭氧和气溶胶等外强迫下模拟 1850 到 2005 年的海洋一大气的历史变化。RCP4.5 和 RCP8.5 分别表示在该情景下,辐射强迫在 2100 年分别达到 4.5 和 8.5 W/m²。为了方便数据处理和比较,我们只选取每种试验下每个模式的第一个样本,并使用线性插值的方法将其插值到再分析数据的网格上。

本文通过 Taylor 图研究不同模式模拟的结果与再分析资料标准差和相关性的关系。其次,为了评估未来气候情景下淡水通量的变化是否通过显著性检验,我们使用了卡方检验。图 6 中灰点的区域表示多模式集合的结果通过了显著性检验。

3 结果分析

3.1 淡水通量气候特征的模拟

1980—2005 年平均的淡水通量空间差异性较大(图 1a)。淡水通量的空间分布主要受降水的分布影

响,负的极大值区主要位于强的热带辐合区域,如热带辐合带和南太平洋辐合带;而正的极大值区域主要位于副热带高压区域(图 1o,p)。在全球尺度上,除了北半球的西边界流区,蒸发、降水最大值的区域通常不会叠加在一起。在西边界流区,中纬度风暴带强降雨区域稍微位于蒸发最大值的下游区域。这导致了蒸发降水的补偿,使得淡水通量很弱。通过比较 13 个气候模式与再分析的淡水通量的空间分布,模式基本能够再现再分析资料的空间分布形态,但模式与再分析资料以及模式与模式之间还是存在一定的偏差。在热带太平洋海域,负的淡水通量主要位于暖池以及 ITCZ(Intertropical Convergence Zone)和 SPCZ 海域,主要原因是因为这些海域 SST 较高,对流作用强,降水旺盛,因此导致了淡水通量呈现出明显的负分布。与之相对应,正值区域主要位于 ITCZ 北部以及 SPCZ 东南部,这些区域中,海表面温度相对较低,对流稍弱,蒸发占据了主导地位。值得注意的是每个模式模拟的暖池区域以及 ITCZ 区域的淡水通量的负

值都要大于再分析的结果,而除 MIROC-ESM 之外的 12 个模式模拟的 SPCZ 的淡水通量也都要大于再分析结果。模式(除 MIROC 的两个模式外)普遍的表现出显著的双 ITCZ 现象,淡水通量模拟的这种模式主要受降水模拟的影响(图 1p),并且伴随着赤道冷舌西伸过强发生(Mechoso 等^[21])。此外,模式模拟的淡水通量在印度洋上的负值区向西延伸过强,最远达到印度洋西海岸。通过对比再分析资料与多模式集合的结果,模式模拟的负的淡水通量的强度要大于再分析的结果且纬向的延伸要强于再分析的结果,而模拟的正的淡水通量的强度和经向的延伸也要弱于再分析结果。分析不同模式间模拟的差别,不同模式在热带区域的模拟结果存在较大偏差,而在副热带以及更高的纬度带上,模式间的差异性不显著。在热带区域,模式模拟的淡水通量的气候态之间的标准差的最大值约为 0.5 m/a,与淡水通量气候态最大 2 m/a 的量值相比,不确定性达到了 40%(图 1o)。

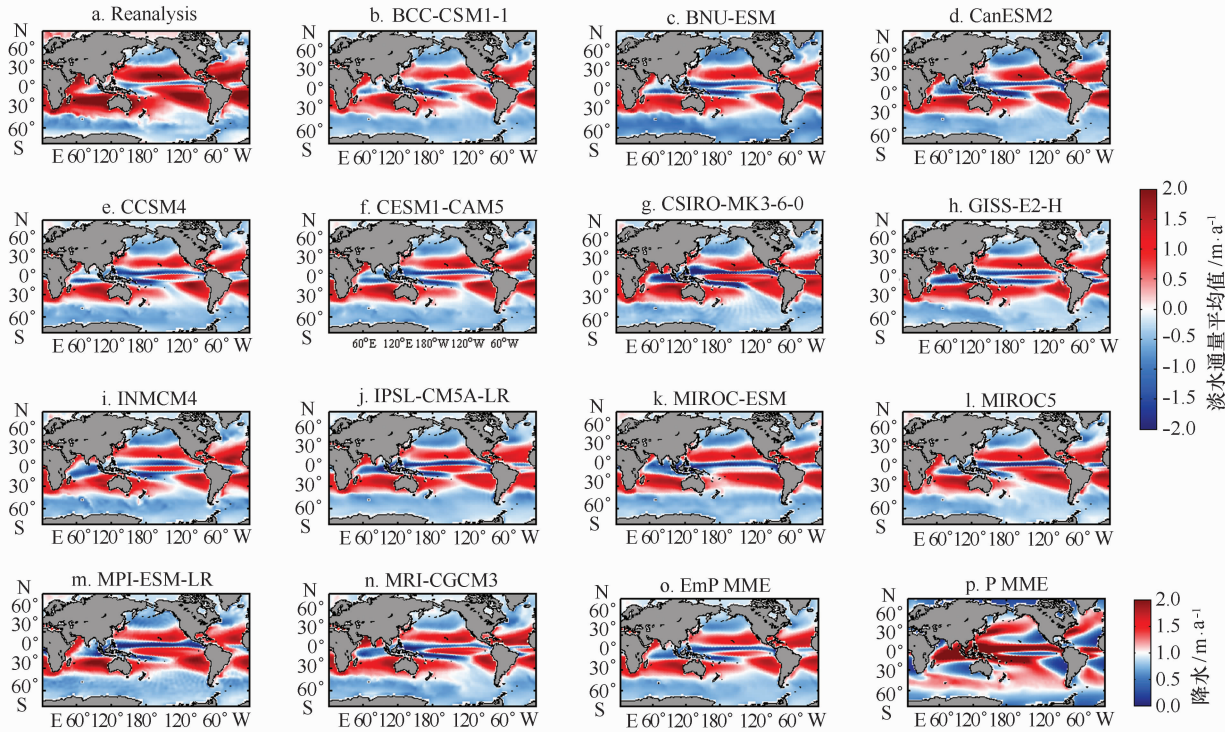


图 1 1980—2005 年再分析的淡水通量气候态空间分布(a)和 13 个模式的气候态空间分布(b—n)、多模式集合的平均(o)以及降水多模式集合的平均(p)

Fig. 1 Climatological freshwater flux from reanalysis (a) and climate simulations by 13 coupled climate models (b—n), multi-model ensemble mean (o) and multi-model ensemble mean of precipitation (p) during 1980 to 2005

模式能模拟出纬向平均的淡水通量及其季节变

化的纬度分布的特征(图 2),即纬向上呈现 M 状的分

布。但是在具体分布形态和量值上还是存在一定的误差。无论年平均还是1月或者7月淡水通量的纬向分布,在赤道区域都有一个明显的凸起,即此处的淡水通量的量值要大于南北两侧的值,这主要是由于模式对赤道太平洋东部的模拟出现双ITCZ所致。由于模式对1月10°S附近模拟的淡水通量异常小,使得与实测之间产生了较大误差。7月同样也存在

这样异常的小值,但是多模式集合的结果要明显好于1月的结果。可见,正是由于模式对10°S附近淡水通量的异常模拟,导致了年平均赤道区域的偏差。此外,模式的结果普遍小于实测的结果,特别是南北纬20°之间的区域,实测与多模式集合结果的误差最大能够达到1 m/a。整体而言,实测与多模式最大值的模拟结果存在较好的一致性。

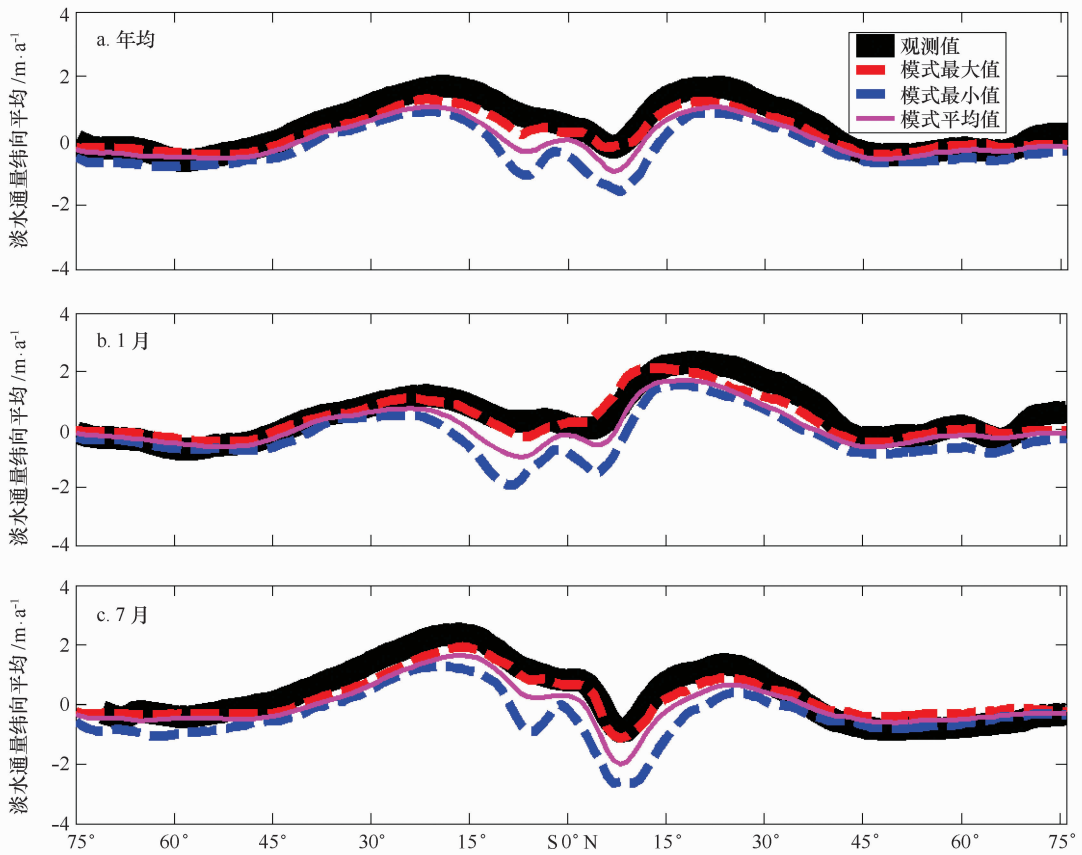


图2 纬向平均淡水通量的纬度分布

Fig. 2 Latitudinal distribution of zonally averaged freshwater

为评估局部区域淡水通量模拟能力,我们首先将热带太平洋区域划分为南北两侧,并分别绘制 Taylor 图分析模式模拟结果与再分析资料的关系。之所以将热带太平洋以赤道为界一分为二,而不将整个热带太平洋区域取平均,是因为赤道南北两侧呈现出不同的变化特征(图4),若将整个海区取平均无法表现出局部区域的淡水通量的季节变化。我们发现,气候模式的模拟结果与再分析数据的相关性很好,均在0.7~0.9之间(图3)。但是模式模拟的淡水通量的标准差普遍大于再分析的结果,特别是BCC-CSM1-1和MRI-CGCM3,其标准差误差在0°~20°N之间相差

60%,而在0°~20°S区域相差近50%。可见,在淡水通量变化最为显著的热带太平洋海域,虽然模式模拟的淡水通量与再分析数据有着十分显著的相关性,但是对淡水通量变化强度的模拟存在较大的误差。同样,我们利用 Taylor 图分析了20°N以北以及20°~40°S的海域模式模拟的结果,结果表明,20°N以北海域模式模拟结果与再分析数据相关性在0.8~0.95之间,但模式标准差的结果要稍弱于再分析结果;20°~40°S海域中,模式模拟的结果与再分析数据出入很大,首先是相关性不显著,其次是模式模拟结果的标准差都要弱于再分析数据,这主要是由于模式对南半球淡水通量

零等值线的模拟过北引起的(图 1),同时与南半球再分

析的淡水通量的不确定性也有一定关系。

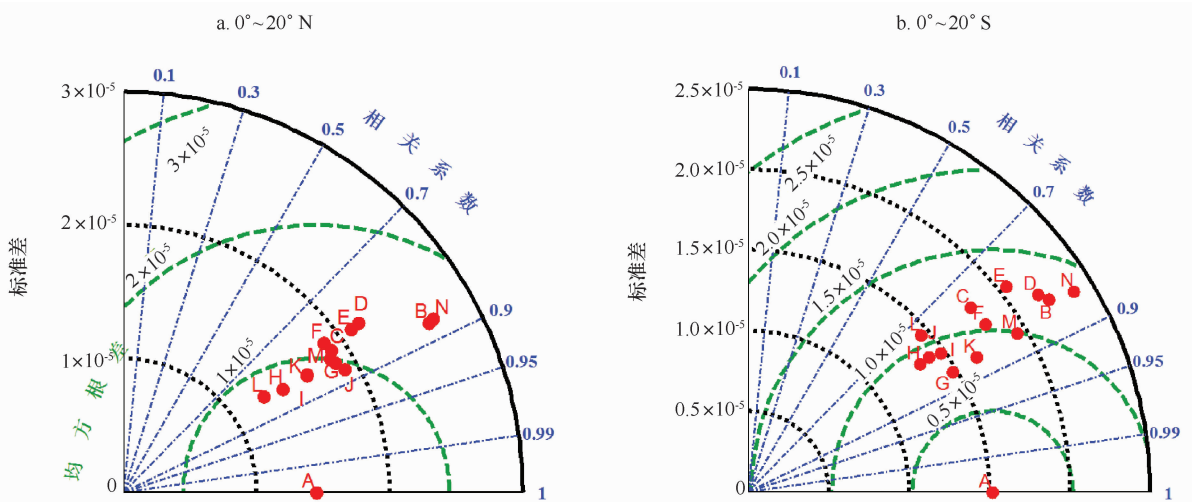


图 3 太平洋热带海域再分析和模式模拟淡水通量的 Taylor 关系图(A 表示再分析数据,B—N 依次代表 BCC-CSM1-1、BNU-ESM、CanESM2、CCSM4、CESM1-CAM5、CSIRO-MK3-6-0、GISS-E2-H、INMCM4、IPSL-CM5A-LR、MIROC-ESM、MIROC5、MPI-ESM-LR 和 MRI-CGCM3 模式)

Fig. 3 Taylor diagrams of the reanalysis and simulated freshwater flux on the tropical Pacific Ocean. A represents the reanalysis freshwater flux, B—N represent BCC-CSM1-1, BNU-ESM, CanESM2, CCSM4, CESM1-CAM5, CSIRO-MK3-6-0, GISS-E2-H, INMCM4, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM, MIROC5, MPI-ESM-LR and MRI-CGCM3 respectively

3.2 淡水通量时空特征的模拟与分析

为了刻画淡水通量季节变化的时空特征,我们对 1980—2005 年再分析的淡水通量数据和模式模拟的数据分别进行了经验正交函数(EOF)分析(图 4)。通过分析再分析的结果,可以发现 EOF 第一模态以赤道为界,南北两侧呈现不同的变化特征。西边界流区变化十分显著,结合第一模态的时间序列(未展示),可以发现湾流和黑潮区域在夏季为负的淡水通量,而在冬季为正的淡水通量。印度洋和太平洋的季风区也显示出这种显著的季节变化特征。对比模式模拟的结果与再分析结果,模式整体上能够模拟出以赤道为界南北半球不一致的变化,但是存在较大的误差。首先,除了 MIROC5 外,其他模式均没有模拟出西边界流区显著的淡水通量变化;其次,模式在南半球 35°~65°S 纬度带的太平洋以及印度洋东部均存在负—正—负的变化,这与再分析的结果不符。

考察模式第一模态的方差贡献率,模式的结果为 27%~41%,而多模式集合的结果为 31%,与再分析的 30%的贡献率吻合较好。通过将模式数据第一模态的时间序列与再分析结果对比,发现相关系数最小的模式是 BNU-ESM,为 0.83,相关系数最大的为 CSIRO-Mk3-6-0,为 0.964。足见,模式模拟的结果虽

然在区域海洋,尤其是 35°S 以南的南半球海域和西边界流区存在一定的误差,但是基本上能够刻画全球尺度上淡水通量季节变化的时空特征。

分析淡水通量的年际变化特征,我们首先对原始的月均淡水通量数据求年平均,并对其进行 EOF 分析。再分析数据 EOF 分析第一模态显示太平洋中部同西太平洋以及印尼贯穿流海域呈现出相反的变化特征。这与 El Niño 年蒸发和降水的变化一致,即太平洋中部海表面高温区域的蒸发增强,而在西太平洋和印尼贯穿流海域降水增强(Curtis^[22]),可见此模态是受 ENSO 显著影响的模态。年际尺度上淡水通量 EOF 第一模态与月均淡水通量 EOF 分析的第三模态的空间分布(Schanze 等^[23])一致。通过对比再分析结果,模式普遍能够得到太平洋中部同西太平洋以及印尼贯穿流海域相反的变化特征,但是仍然存在一定偏差。首先,模式模拟的淡水通量的变化中心过于西伸;其次,印度洋中东部的模拟过强(CCSM4、CESM1-CAM5、INMCM4、MIROC-ESM、MRI-CGCM3);再次,模式对北太平洋东部热带海域的模拟普遍过强。再分析资料的 EOF 第一模态的方差贡献率为 24%,不同模式模拟的第一模态的方差贡献率变化较大,为 14%~38%,多模式集合的结果要明显强于单个模式

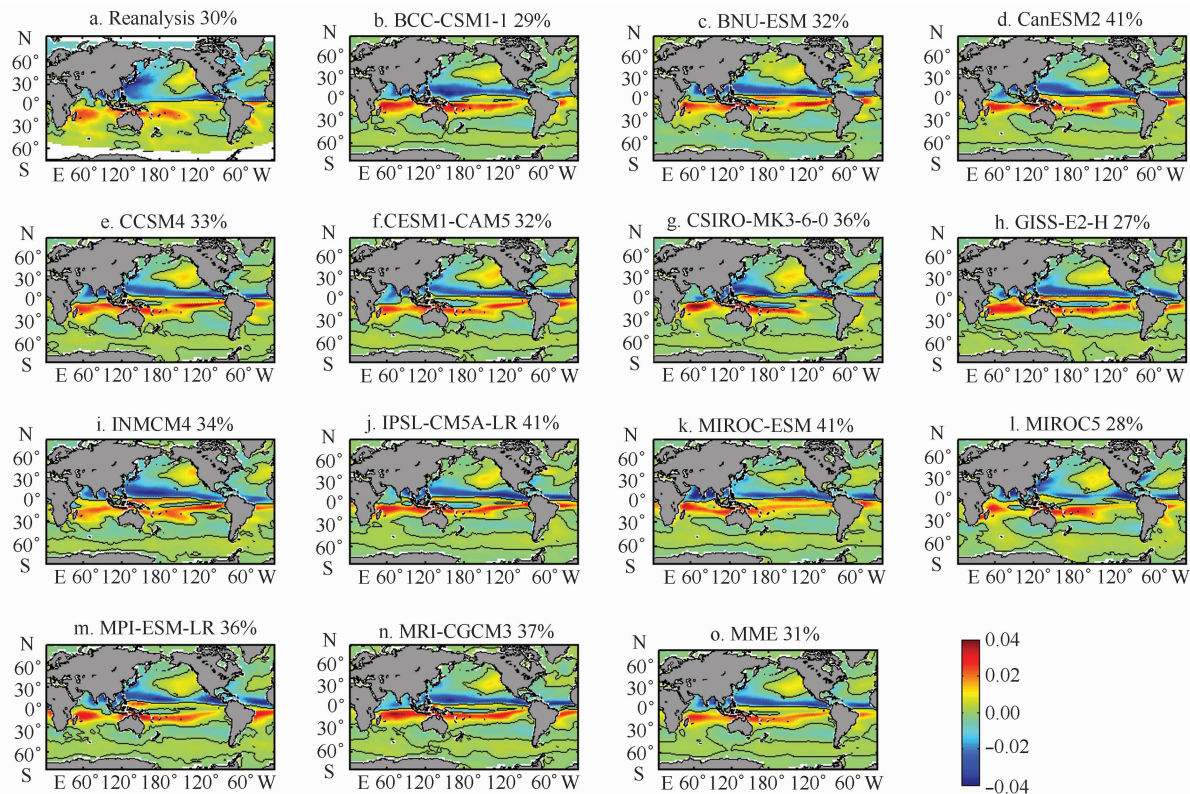


图4 月均淡水通量 EOF 分析第一模态的空间分布(a 为再分析数据的结果, b-n 为 13 个模式的结果, o 为多模式集合的结果)

Fig. 4 Space distribution of the first EOF of monthly freshwater flux (a represents the reanalysis results, b-n represent the results of 13 climate models and o represents the results of multi-model ensemble)

的结果。

再分析数据第一模态的时间序列呈现出与 Niño3 指数很好的相关性, 相关系数达到了 -0.91 。而模式 EOF 分析第一模态时间序列与 Niño3 指数的关系普遍不好, 最为显著的是 MIROC5 模式, 但相关系数也仅有 -0.37 。多模式集合会对相关性有所改善, 但也只有 -0.42 。我们发现, 导致两者相关系数低的原因有很多。比如模式模拟的 Niño3 指数本身就与再分析数据存在明显误差, 因此导致了模拟的淡水通量与再分析的 Niño3 指数相关性更差; 又如传统的 Niño3 指数的定义对每个模式不一定合适等。以 CESM1-CAM5 为例, EOF 第一模态的时间序列与观测的 Niño3 指数相关系数为 -0.21 , 但与模式模拟的 Niño3 指数的相关性却高达 -0.88 。同样情况下, MIROC5 的结果甚至高达 -0.96 。这表明此类模式本身能够模拟出淡水通量的年际变化特征, 但与观测的特征存在一定的差异。当然, 在参与评估的 13 个模式中, 并不是每个模式模拟得到的年际尺度上淡水通量第一模态都与模拟的 Niño3 指数有很好的相关

性, 比如 MIROC-ESM, 其相关性只有 -0.17 。此类模式表明, 传统 Niño3 指数的定义不适合此类模式或者此类模式本身不能够模拟出淡水通量受 ENSO 影响的年际变化特征。

3.3 未来不同气候情景下淡水通量的变化

通过评估气候模式对 1980—2005 年淡水通量的模拟, 我们发现模式基本上能够再现淡水通量变化的空间特征, 且多模式集合的结果要明显优于单个模式的结果。本文将 1980—1999 年的平均态定义为当今的气候状态, 而未来的气候状态则定义为 2080—2099 年的平均态, 通过多模式集合的方法比较两者的差值来定性定量的探讨淡水通量在未来不同气候情景下的变化。之前的分析, 得知 BCC-CSM1-1 和 MRI-CGCM3 两个模式对热带海域的模拟过强, 因此下文对未来气候情景下淡水通量的预估中, 舍弃了这两个模式的结果。通过图 6 多模式集合的结果可以得知, 全球变暖会导致淡水通量的变化呈带状分布, 在赤道以及中高纬海域减小, 而在亚热带区域则明显的增加。蒸发只在南大洋部分海域和北大西洋高纬海

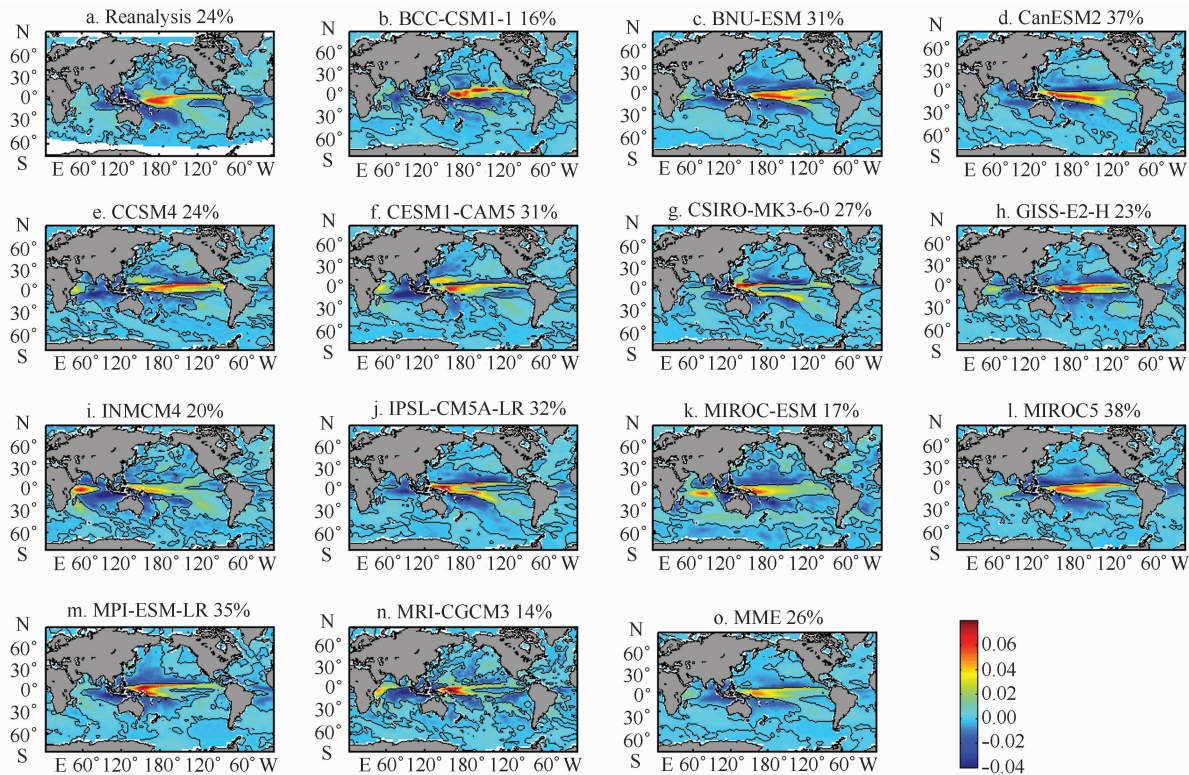


图 5 年均淡水通量 EOF 分析第一模态的空间分布(a 为再分析数据的结果,b-n 为 13 个模式的结果,o 为多模式集合的结果)
 Fig. 5 Space distribution of the first EOF of annual freshwater flux (a represents the reanalysis results,b-n represent the results of 13 climate models and o represents the result of multi-model ensemble)

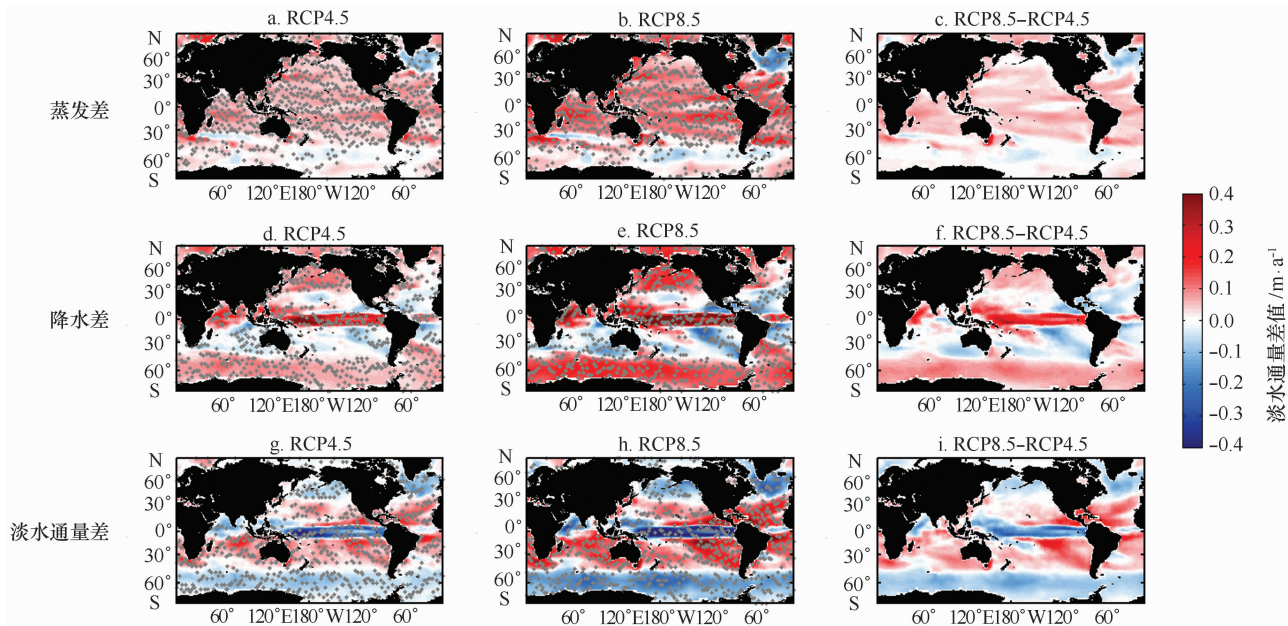


图 6 蒸发、降水、淡水通量 2080—2099 年平均态减去 1980—1999 年平均态(第一列为 RCP4.5 情景下的差值,第二列 RCP8.5 情景下的差值,第三列 RCP8.5 情景与 RCP4.5 情景的差值)

Fig. 6 Average evaporation,precipitation and E-P change for (2080—2099) relative to (1980—1999) (the first column represents the difference under RCP4.5,the second column represents the difference under RCP8.5 while the third column represents the difference between two scenarios,RCP8.5 and RCP4.5)

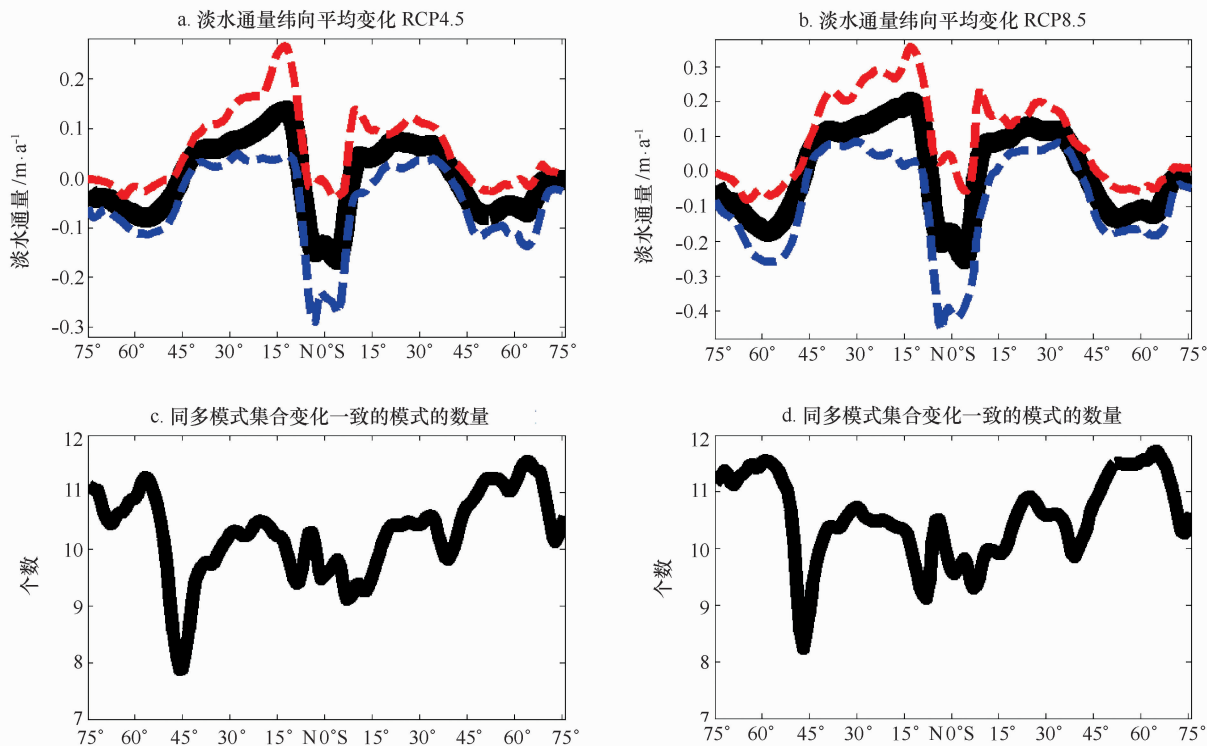


图7 不同气候情景下淡水通量变化的纬向平均分布以及同多模式集合变化一致的模式数量的纬向分布

Fig. 7 Latitudinal distribution of zonally averaged freshwater change under RCP4.5 scenario (a) and RCP8.5 scenario (b), the quantities of climate models that have similar change with the multi-model ensemble

域呈现出明显的减小的变化,其他区域都是随着全球变暖而增加。赤道区域是降水变化最为显著的区域,降水显著的增加,变化的大小约为 0.4 m/a ;在亚热带海域,降水的变化不确定性较大(没有通过显著性检验),表明不同模式之间存在较大的差异。降水的空间变化形态决定了淡水通量的空间变化(图6d,g)。不同情景下,淡水通量的空间形态没有显著变化,但RCP8.5气候情景下,淡水通量相对于RCP4.5情景明显加强。可以预期未来的北大西洋的淡水通量会减小,这主要是由于蒸发的减弱造成的。失水减少,会使得海面盐度相对变大,对经向翻转流必然存在一定的影响。

随着全球变暖,两种气候情景下,纬向平均淡水通量的变化呈现出一致的形态,即“M”形(图7)。图7a,b中的黑色实线表示多模式集合的结果,红色实线表示与多模式集合的结果正负一致的模式结果的最大值,而蓝色实线则表示相应的模式的最小值。多模式集合结果表明,中低纬度海区是变化最为显著的区域。RCP4.5气候情景下,赤道区域淡水通量减小 0.15 m/a ,而亚热带海域则是增加了 0.05 m/a 到

0.12 m/a 不等;RCP8.5气候情景下,赤道区域减小 0.22 m/a ,亚热带海域增加 $0.2\sim 0.5\text{ m/a}$ 不等。此外,热带海域和亚热带海域是模式结果不确定性最大的区域,RCP4.5气候情景下,不确定性最大值达到 0.13 m/a ,而RCP8.5气候情景下,不确定性最大值则高达 0.22 m/a 。

考察模式模拟的淡水通量的一致性,能够很好的评估多模式集合结果的可信度。图7c,d中的黑线表示纬向平均的同多模式集合结果正负变化一致的模式数量。可以发现,两种气候情景下,曲线的变化形态一致。模式对高纬度区域淡水通量变化的模拟与多模式集合结果正负相同的约有10个(参与评估的11个模式),表现出了极高的一致性;正负变化相同的个数最少的区域出现在 45°S 附近,约有7个;其他区域约为9个。整体上,RCP8.5气候情景下要比RCP4.5气候情景下的个数多。

4 讨论

本文利用GPCP的降水资料和WHOI OAFflux的蒸发数据,通过从气候态的空间分布、季节变化和

年际变化的特征来评估 13 个模式 1980—2005 年淡水通量历史模拟能力。在此基础上,使用 RCP4.5 和 RCP8.5 不同气候情景下的淡水通量数据,定性定量的预估未来全球变暖背景下,淡水通量的变化特征。结果表明:

(1)各模式能够模拟出淡水通量的气候态分布。但除 MIROC-ESM 和 MIROC5 外,其他模式都会出现双 ITCZ 现象。热带海域是各个模式之间模拟不确定性最大的区域,不确定性最大达到 40%。

(2)模式能够模拟出纬向平均的淡水通量的分布特征,但由于模式对 1 月 10°S 附近淡水通量的模拟过低,导致年平均的赤道和 10°S 之间的淡水通量模拟存在明显的偏差。

(3)模式对北半球的季节变化的模拟很好,但对南半球的模拟能力不足。年际尺度上,模式都能够再

现由 ENSO 引起的太平洋中部同西太平洋以及印尼贯通流反相的变化,但是无法准确的刻画淡水通量年际变化的时间特征。

(4)全球变暖背景下,热带太平洋的降水异常增多,导致热带太平洋淡水通量异常减小,成为了淡水通量变化最为显著的区域,变化的幅度约为 0.4 m/a。不同气候情景下,淡水通量变化的空间形态没有改变,RCP8.5 气候情景下模拟的淡水通量变化强于 RCP4.5 的变化。此外,RCP8.5 气候情景下各模式模拟结果的一致性也要略强于 RCP4.5。

致谢:本文所用模式资料均来自网站 <http://cmip-pcmdi.llnl.gov/>,对模式组表示衷心感谢。感谢美国大气海洋局(NOAA)提供的 GPCP 降水数据和美国伍兹霍尔研究所(WHOD)提供的蒸发数据。

参考文献:

- [1] Huang B Y, Mehta V M, Schneider N. Oceanic response to idealized net atmospheric freshwater in the Pacific at the decadal time scale[J]. *J Phys Oceanogr*, 2005, 35(12): 2467—2486.
- [2] Renold M, Raible C C, Yoshimori M, et al. Simulated resumption of the north Atlantic meridional overturning circulation—Slow basin-wide advection and abrupt local convection[J]. *Quatern Sci Rev*, 2010, 29(1/2): 101—112.
- [3] Zhang L P, Wu L X, Zhang J X. Coupled ocean-atmosphere responses to recent freshwater flux changes over the Kuroshio-Oyashio Extension region [J]. *J Climate*, 2011, 24(5): 1507—1524.
- [4] Zhang R H, Zheng F, Zhu J S, et al. Modulation of El Niño-Southern Oscillation by freshwater flux and salinity variability in the tropical Pacific[J]. *Adv Atmos Sci*, 2012, 29(4): 647—660.
- [5] Huntington T G. Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis[J]. *J Hydrol*, 2006, 319(1/4): 83—95.
- [6] Oki T, Kanae S. Global hydrological cycles and world water resources[J]. *Science*, 2006, 313(5790): 1068—1072.
- [7] IPCC. Summary for policymakers[C]// Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007.
- [8] IPCC. Climate change 2013: The physical science basis[C]// Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013: 1535.
- [9] Held I M, Soden B J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming[J]. *J Climate*, 2006, 19(21): 5686—5699.
- [10] Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. Global climate projections[C]// Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate Change 2007: the Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 747—845.
- [11] Chou C, Neelin J D, Chen C A, et al. Evaluating the “rich-get-richer” mechanism in tropical precipitation change under global warming[J]. *J Climate*, 2009, 22(8): 1982—2005.
- [12] Liu Z, Mehran A, Phillips T J, et al. Seasonal and regional biases in CMIP5 precipitation simulations[J]. *Climate Res*, 2014, 60(1): 35—50.
- [13] Sillmann J, Kharin V V, Zhang X, et al. Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble; Part 1. Model evaluation in the present climate[J]. *J Geophys Res Atmos*, 2013, 118(4): 1716—1733.
- [14] Kumar S, Merwade V, Kinter III J L, et al. Evaluation of temperature and precipitation trends and long-term persistence in CMIP5 twentieth-century climate simulations[J]. *J Climate*, 2013, 26(12): 4168—4185.
- [15] 陈晓晨, 徐影, 许崇海, 等. CMIP5 全球气候模式对中国地区降水模拟能力的评估[J]. *气候变化研究进展*, 2014, 10(3): 217—225.
Chen Xiaochen, Xu Ying, Xu Chonghai, et al. Assessment of precipitation simulations in China by CMIP5 multi-models[J]. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis*, 2014, 10(3): 217—225.
- [16] 李振朝, 韦志刚, 吕世华, 等. CMIP5 部分模式气温和降水模拟结果在北半球及青藏高原的检验[J]. *高原气象*, 2013, 32(4): 921—928.
Li Zhenchao, Wei Zhigang, Lv Shihua, et al. Verifications of surface air temperature and precipitation from CMIP5 model in northern hemisphere and Qinghai-Xizang plateau[J]. *Plateau Meteorology*, 2013, 32(4): 921—928.
- [17] Adler R F, Huffman G J, Ghah A, et al. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979—present)[J]. *J Hydrometeorol*, 2003, 4(6): 1147—1167.

- [18] Yu L S, Weller R A. Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005)[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 2007, 88(4): 527–539.
- [19] Zheng F, Zhang R H. Effects of interannual salinity variability and freshwater flux forcing on the development of the 2007/08 La Niña event diagnosed from Argo and satellite data[J]. *Dyn Atmos Ocn*, 2012, 57: 45–57.
- [20] Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. An overview of CMIP5 and the experiment design[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 2012, 93(4): 485–498.
- [21] Mechoso C R, Robertson A W, Barth N, et al. The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models [J]. *Mon Wea Rev*, 1995, 123(9): 2825–2838.
- [22] Curtis S. The El Niño-southern oscillation and global precipitation[J]. *Geography Compass*, 2008, 2(3): 600–619.
- [23] Schanze J J, Schmitt R W, Yu L L. The global oceanic freshwater cycle: a state-of-the-art quantification[J]. *J Mar Res*, 2010, 68(3/4): 569–595.
- [24] Williams P D, Guilyardi E, Sutton R, et al. A new feedback on climate change from the hydrological cycle[J]. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L08706.

Freshwater flux variations based on CMIP5 climate models

Zhang Shouwen^{1,2}, Wang Hui², Jiang Hua², Du Ling¹

(1. *College of Oceanic and Atmospheric Science, Ocean University of China, Qingdao 266100, China*; 2. *National Marine Environmental Forecasting Center, State Oceanic Administration, Beijing 100081, China*)

Abstract: Reanalysis precipitation datasets from Global Precipitation Climatology Project (GPCP) and evaporation datasets from WHOI OAflux project are used to evaluate the historical freshwater flux from 13 CMIP5 climate models. The results show that all models could capture the climatological space distribution while the double ITC-Zs are widespread and the tropical ocean is the region with most significant uncertainties among the models. Latitudinal distributions of zonal-mean freshwater and their seasonal variations are broadly captured by most of the models. But the models' results are smaller than the reanalysis data, freshwater simulation between 10°S and the equator shows significant bias because of the overestimate of freshwater in the January. On the seasonal timescale, the models show good result in the North Hemisphere, but have some deficiencies in the South Hemisphere. On the interannual timescale, the models could provide a suitable simulation of freshwater space distribution induced by ENSO, but they are deficient in simulating the temporal characteristics. Results of multi-model ensemble are superior to single model in all respects of evaluation. Tropical and sub-tropical ocean will change significant under the circumstance of global warming, where used to be dry will be drier and wet will be wetter. Spatial distribution pattern will not change markedly under different scenarios, but the amplitudes of freshwater flux and the consistency among the models will strengthen under RCP8.5 compared with the RCP4.5.

Key words: freshwater flux; CMIP5; model evaluation; projection; scenarios