

周天军, 孙丹, 薛峰. 2013. 气候系统模式 FGOALS-s2 对南半球气候的模拟和预估 [J]. 大气科学, 37 (2): 499–517, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12320. Zhou Tianjun, Sun Dan, Xue Feng. 2013. Present and future climate in the Southern Hemisphere simulated by IAP/LASG climate system model FGOALS-s2 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 499–517.

气候系统模式 FGOALS-s2 对南半球气候的模拟和预估

周天军^{1,2} 孙丹^{1,4} 薛峰^{3,1}

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 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029

3 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

4 北京市气象局, 北京 100089

摘要 针对参加“国际耦合模式比较计划”(CMIP5)的 IAP/LASG 气候系统模式 FGOALS-s2, 评估了其对南半球气候平均态的模拟能力, 在此基础上, 预估了未来不同“典型浓度路径”(RCPs)情景下南半球气候的变化特征。对 20 世纪历史气候模拟结果的分析表明, 模式能够合理再现南半球大气环流气候态分布特征, 包括 6~8 月平均 (JJA) 南半球双西风急流现象, 只是模拟的北支急流偏弱、南支急流偏强。未来气候预试验中, 不同 RCPs 情景下南半球温度变化以增暖为主要特征, 陆地增温大于海洋, 只有南大西洋—印度洋海盆存在局部变冷。综合四种不同情景, 未来随着温室气体浓度的增加, 南半球中纬度高压带将显著加强, 绕极低压带将加深。降水呈现出增多的特征, 12 月到来年 2 月平均 (DJF) 强于 JJA, 海洋强于陆地, 只有南印度洋和南太平洋中部局部降水减少。未来不同 RCPs 情景下, 马斯克林高压表现出先减弱后增强的特征, 而澳大利亚高压则呈现出先增强后减弱的特征。南极涛动 (AAO) 的变化表现为: RCP2.6 和 RCP4.5 情景下 AAO 都表现为先增强后减弱, RCP6.0 和 RCP8.5 情景下都为一致的增强趋势, 这主要与四种情景中模拟的未来温度变化结构不同有关。例如在 RCP6.0 和 RCP8.5 情景下, 南半球高纬高层温度增暖趋势小于中纬地区, 使得经向温度梯度增大, 中纬度西风加强, 60°S 以南位势高度减小, 最终令 AAO 增强。

关键词 气候系统模式 南半球大气环流 马斯克林高压 澳大利亚高压 南极涛动

文章编号 1006-9895(2013)02-0499-19

中图分类号 P468

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12320

Present and Future Climate in the Southern Hemisphere Simulated by IAP/LASG Climate System Model FGOALS-s2

ZHOU Tianjun^{1,2}, SUN Dan^{1,4}, and XUE Feng^{3,1}

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

2 Climate Change Research Center (CCRC), Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 International Center for Climate and Environment Sciences (ICCES), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

4 Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100089

Abstract The performance of IAP/LASG climate system model FGOALS-s2 in the simulation of present-day climate

收稿日期 2012-10-08, 2012-11-21 收修定稿

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA05110300, 国家自然科学基金 41125017、40890054

作者简介 周天军, 男, 1969 年出生, 博士, 二级研究员, 主要从事气候模拟、海气相互作用、亚澳季风变率和东亚气候变化研究。E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

in the Southern Hemisphere is assessed. The future changes in the southern hemispheric climate are projected for four Representation Concentration Pathways (RCPs). The results show that the major features of climate mean states of the Southern Hemisphere are well simulated, including the double jet phenomenon in June–July–August (JJA), although the north (south) branch is weaker (stronger) than the reanalysis. Under the four RCPs scenarios, the surface air temperature will become warmer, except in the south Atlantic–Indian ocean basin, and the warming amplitude over land is greater than that over the sea. Meanwhile, precipitation will increase in the entire hemisphere, except in the South Indian Ocean and in the center of the South Pacific Ocean. Under all RCP scenarios, the subtropical high in the Southern Hemisphere tends to be enhanced, while the circumpolar low tends to become deeper. The precipitation changes in December–January–February (DJF) and over sea are more obvious than those in JJA and over land. Under the four RCPs scenarios, the intensity of the Mascarene High (MH) will be weakened in the beginning but will be enhanced from the 2030s, while the Australain High (AH) will intensify in the beginning of the 21th century but will become weaker from the 2030s. The future evolution of Antarctic Oscillation (AAO) is scenario dependent but clearly tends to be intensified under RCP6.0 and RCP8.5 scenarios. The changes in AAO under the different RCPs scenarios are dominated by different temperature changes in the vertical direction. For example, both RCP6.0 and RCP8.5 emission scenarios lead to an enhanced meridional temperature gradient and thus to an enhanced mid-latitude westerly jet that is in favor of a stronger AAO.

Keywords Climate System Model, Southern Hemisphere atmospheric circulation, Mascarene High, Australain High, Antarctic Oscillation

1 引言

南北半球的海陆分布和地形特征的不同，使得大气环流特征亦存在不同。对南北半球气候特征的比较，有助于更好地理解全球大气环流的演变规律。但是受观测资料的限制，在很长的时间内，气候学界对南半球的关注远少于北半球。进入21世纪以前，气象学界对南半球天气气候的研究成果，集中总结在两部都以“*Meteorology of the Southern Hemisphere*”为题的专著（Newton, 1972; Karoly and Vincent, 1998）。由于南半球中高纬度地区特别是南极地区的观测，自1957年7月至1958年12月的“国际地球物理年”之后才陆续开展，Newton（1972）所用到的观测资料非常有限。之后随着一系列国际观测计划的陆续实施，南半球特别是中高纬度和南极地区的观测资料日渐丰富，气候学界对南半球天气气候的研究逐渐深入。Karoly and Vincent（1998）从气候平均环流、瞬变涡旋、行星波、中尺度系统、南方涛动—厄尔尼诺现象（简称ENSO）、季风和季节内振荡、气候变化和海气相互作用的角度，系统总结了南半球天气气候特征及其变化的特点。进入21世纪以来，南半球气候变化及其与全球气候的关联，日渐受到国际气候学界的重视。

我国学者对于南半球气候研究做出了显著贡献。马斯克林高压和索马里越赤道气流，传统上被视为东亚夏季风系统的重要组成部分（Tao and

Chen, 1987）。马斯克林高压和澳大利亚高压（以下分别简称“马高”和“澳高”）的强度变化与亚澳季风密切相关，同时可影响我国东部地区夏季降水（何金海等，1991；薛峰等，2003；薛峰和何卷雄，2005）。我国学者在国际上最早明确提出了南极涛动（Antarctic Oscillation，简称AAO）的概念（Gong and Wang, 1999）。研究表明，AAO与东亚夏季风在年际变率上存在遥相关联系，春季AAO偏强时，我国长江中下游地区夏季降水偏多（高辉等，2003；Nan and Li 2003; Xue et al., 2004; 范可，2006）。因此，研究南半球大气环流变化对于理解我国气候异常机理亦有其现实意义。

海—陆—气—冰耦合的气候系统模式是研究当前气候特征、了解其过去演变、预测其未来变异的重要工具。世界气候研究计划（World Climate Research Programme，简称WCRP）组织的“耦合模式比较计划”（Coupled Model Intracomparison Programme，简称CMIP3），不仅提供了过去和现在气候的模拟结果，同时也提供了不同温室气体排放情景下未来气候的预估结果（Meehl et al., 2007）。基于CMIP3为IPCC AR4（The Fourth Assessment Report）提供的气候预估数据集，Yin（2005）对15个耦合模式的分析表明，大部分模式预估21世纪末南半球中纬度西风带呈现出向极增强的趋势，并且这种趋势与温室气体强迫直接相关（Fyfe and Saenko, 2006）。Carril et al.（2005）利用CMIP3的

7个模式做集合, 分析了当前和未来AAO对南极半岛温度和海冰变化的影响, 结果表明未来在温室气体浓度继续增加的情况下, 南极半岛温度升高, 阿蒙森海和威德尔海边缘海冰减少。Miller et al. (2006) 考察了A1B情景下模式预估的AAO变化趋势, 尽管模式集合平均结果显示未来AAO呈增强趋势, 但不同模式的结果存在差异。臭氧和温室气体变化是影响AAO变化的重要驱动因子(Shindell and Schmidt, 2004; Cai and Cowan, 2007)。

FGOALS-s(Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model)是LASG/IAP发展的模块化的“海洋一大气一陆面一海冰”耦合的气候系统模式(周天军等, 2005a, 2005b; Zhou et al., 2007)。研究表明, 该模式能较好地模拟亚澳季风主要气候态特征, 并合理再现ENSO周期的非规则性(吴波等, 2009)。对耦合模式和单独大气模式模拟的局地降水和海温关系的研究表明, 在诸多地区特别是西北太平洋东部, FGOALS-s的模拟性能要优于单独大气模式(李博等, 2009; 陈昊明等, 2009)。但是, 关于FGOALS-s模式对南半球气候的模拟能力, 此前未进行过系统分析。该模式的最新版本FGOALS-s2参加了CMIP5计划(Bao et al., 2013), 本文基于CMIP5的试验结果, 重点讨论以下问题: 1) FGOALS-s2对南半球气候平均态的模拟能力如何? 2) 未来不同温室气体排放情景下, FGOALS-s2预估的南半球气候、特别是一些重要环流系统, 例如马高、澳高、AAO的变化特征如何?

2 模式、资料和方法介绍

2.1 模式介绍

FGOALS-s2是LASG/IAP发展的新版本“海洋一大气一陆面一海冰”耦合气候系统模式, 它采用了NCAR CCSM2的耦合框架, 实现了“非通量订正”的海洋与大气的直接耦合(Bao et al., 2013)。大气分量为SAMIL2.0, 模式水平方向上为菱形截断42波, 相当于 2.81° (经度) $\times 1.66^\circ$ (纬度), 垂直方向采用 $\sigma-p$ 混合垂直坐标系, 共26层(Wu et al., 1996)。海洋分量为LICOM2.0, 是在LASG/IAP第三代大洋环流模式L30T63的基础上(Jin et al., 1999), 把模式水平分辨率加以提高而完成的版本, 其水平分辨率为 1.0° (经度) $\times 1.0^\circ$ (纬度), 在热带地区加密到 0.5° (经度) $\times 0.5^\circ$ (纬度)(Liu et al.,

2004)。陆面分量为NCAR的通量陆面过程模式CLM, 其植被冠层有1层, 土壤温度和土壤水分分布有10层, 显式地处理液态水和冰; 依照积雪的厚度, 雪盖最多可分为5层; 包含地面径流参数化方案(Vertenstein et al., 2002)。FGOALS-s2使用的是CLM3.0版本, 水平分辨率与大气分量相同(Oleson et al., 2004)。海冰分量为NCAR的海冰模式CSIM5, 考虑了海冰的热力学和动力学过程(Briegleb et al., 2002)。

本文用到的试验数据来自FGOALS-s2的CMIP5试验, 包括: 1) 20世纪历史气候模拟试验, 它综合考虑了温室气体、气溶胶等历史排放的作用, 自CMIP3以来一直是耦合模式的标准试验(Zhou and Yu, 2006); 2) 21世纪气候变化预估试验, 包含四种温室气体和气溶胶等排放的典型浓度路径(Representation Concentration Pathways, RCPs), 具体如表1所示, 分别为RCP2.6/4.5/6.0/8.5, 每种情景包括一套温室气体、气溶胶和化学活性气体的排放和浓度, 以及土地利用/土壤覆盖的时间路线(Moss et al., 2008)。这是IPCC第五次评估报告新设计的气候变化情景试验。

表1 CMIP5未来气候变化典型浓度路径(Moss et al., 2010)

Table 1 The Representative Concentration Pathways in future climate change projection of CMIP5 (Moss et al., 2010)

情景	2010~2100 辐射强迫	温室气体排放
RCP2.6 (缓解)	中期达强迫峰值 3 W/m^2 (约等效于 490 ppm CO_2)随后减少, 至2100年为 2.6 W/m^2	很低
RCP4.5 (中等)	强迫稳定增长至2100年的 4.5 W/m^2 (约等效于 650 ppm CO_2)	很低
RCP6.0 (中等)	强迫稳定增长至2100年的 6.0 W/m^2 (约等效于 850 ppm CO_2)	中等
RCP8.5 (严重)	辐射强迫增长至2100年的 8.5 W/m^2 (约等效于 1370 ppm CO_2)	高

2.2 资料和方法介绍

本文用到的其它资料包括:

(1) NCEP/NCAR再分析资料, 水平分辨率为 2.5° (经度) $\times 2.5^\circ$ (纬度)(Kalnay et al., 1996);

(2) 20CR(Twentieth Century Reanalysis)再分析资料, 水平分辨率为 2° (经度) $\times 2^\circ$ (纬度)(Compo et al., 2011);

(3) GPCP(Global Precipitation Climatology Project)降水资料, 水平分辨率为 2.5° (经度) $\times 2.5^\circ$ (纬

度) (Huffman et al., 1997);

(4) Hadley 中心的海表温度资料 HadISST (Hadley Center Global Sea Ice and Sea Surface Temperature), 水平分辨率为 1° (经度) $\times 1^{\circ}$ (纬度) (Rayner et al., 2003) 和地表温度距平资料 HadCRUT3, 水平分辨率为 5° (经度) $\times 5^{\circ}$ (纬度) (Brohan et al., 2006);

(5) CRU (Climate Research Unit) 逐月温度和降水资料, 水平分辨率为 0.5° (经度) $\times 0.5^{\circ}$ (纬度) (Mitchell and Jones, 2004)。

为便于比较, 利用双线性插值方法将所有模式和观测数据插值到统一的 2.5° (经度) $\times 2.5^{\circ}$ (纬度) 格点上。为便于讨论, 下文将上述资料统称为“观测资料”, 尽管再分析资料并非严格意义上的观测资料。

本文采用 Xue et al. (2004) 定义的马高和澳高指数, 即分别用 ($25^{\circ}\text{S} \sim 35^{\circ}\text{S}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 90^{\circ}\text{E}$) 区域和 ($25^{\circ}\text{S} \sim 35^{\circ}\text{S}$, $120^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$) 区域的海平面气压 (Sea level pressure, SLP) 平均值表示; 实际计算时扣除了纬向平均值, 以克服模式系统偏差的影响 (Zhou et al., 2009)。AAO 指数采用龚道溢等 (1998) 的定义方法, 即标准化的纬向平均 SLP 在 40°S 与 65°S 的差值。

由于南半球季节与北半球相反, 为叙述方便起见, 本文以 DJF (December–January–February) 和 JJA (June–July–August) 分别代表北半球冬季、夏季(即南半球夏季和冬季)。

3 南半球大气环流气候态的模拟

首先从气候态的角度, 评估 FGOALS-s2 模式对南半球大气环流的模拟能力。图 1 为观测和模拟的 JJA 和 DJF 气候态 SLP (取 1979~2005 年的平均值)。观测中, 两个季节南半球副热带高压带与绕极低压带并存, 三大洋上存在三个高压中心 (图 1a–b)。模式合理再现了 SLP 的基本分布特征, 但 JJA 在 45°S 以南 SLP 偏低, 以北则偏高; DJF 时在南极圈和 45°S 以北 SLP 偏高, $45^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{S}$ 区域内 SLP 偏低 (图 1c–f)。模拟与观测的空间相关系数在 JJA 和 DJF 分别为 0.62 和 0.91。

在 850 hPa 风场上 (图 2), 观测资料的主要特征, 表现为副热带三大洋上和澳大利亚上空的反气旋环流, 以及 60°S 以南的西风带 (图 2a–b)。模拟的整体分布型接近观测 (图 2c–d), 但定量比较,

如图 2e–f 差值场所示, JJA 时 30°S 以南模拟的西风偏强; DJF 时 $30^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{S}$ 之间西风偏强, 50°S 以南偏弱。风场的偏差和副高直接相连, 从 850 hPa 位势高度的 1540 gpm 等值线范围看, 模式对 JJA 南半球副高模拟偏强, 而 DJF 则接近观测。

中纬度西风急流是南半球主要的大气环流系统, 观测中, JJA 急流带分裂为两支, 北支中心位于 $25^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{S}$ 之间的南印度洋中部—澳大利亚—南太平洋西部, 中心强度 50 m/s; 南支中心位于 50°S 附近的 $30^{\circ}\text{E} \sim 60^{\circ}\text{E}$, 中心强度 36 m/s (图 2a); DJF 时急流中心位于 $40^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{S}$ 之间, 从大西洋一直延伸至印度洋, 强度为 35 m/s (图 2b)。FGOALS-s2 合理再现了上述特征 (图 2c–d), 只是 JJA 北支急流偏弱、南支急流偏强, 差值场中心强度分别为 -10.0 m/s 和 13.0 m/s ; 在 DJF, 从南大西洋一直延伸至南印度洋的急流中心位置较之观测偏北, 偏差场中心强度为 14 m/s (图 2e–f)。

图 3 为观测和模拟的 JJA 和 DJF 平均降水场和温度场。从降水型来看 (图 3a–d 彩色阴影), 模拟结果接近观测 (空间相关系数为 0.94, 见表 2), 合理再现了 JJA 位于南印度洋中部、西太平洋、DJF 位于南印度洋—西太平洋的降水极值中心, 以及陆地 JJA 降水少、DJF 多的季节循环特征。但定量比较, JJA 陆地降水较之观测偏弱, 海洋上除南斐济海盆和阿根廷海盆降水偏少外, 其余地区均偏多 (图 3e)。模拟相对于观测的均方根误差为 6.56 mm/d 。DJF 时 (图 3f), 模拟的陆地区域澳大利亚降水偏多、南美洲偏少, 西南太平洋降水偏少。模拟和观测的空间相关系数为 0.98, 均方根误差为 2.20 mm/d 。

表 2 观测资料和模式模拟的不同气象要素场的空间相关系数和均方根误差

Table 2 The spatial correlation coefficient and root mean square error of the various meteorological element fields between the observations and the simulation

	季节	PCC	RMSE
海平面气压 SLP	JJA	0.620	14.390
	DJF	0.898	5.184
200 hPa 纬向风	JJA	0.963	4.285
	DJF	0.951	4.102
降水	JJA	0.936	6.561
	DJF	0.978	2.196
温度	JJA	0.647	1.481
	DJF	0.806	1.488

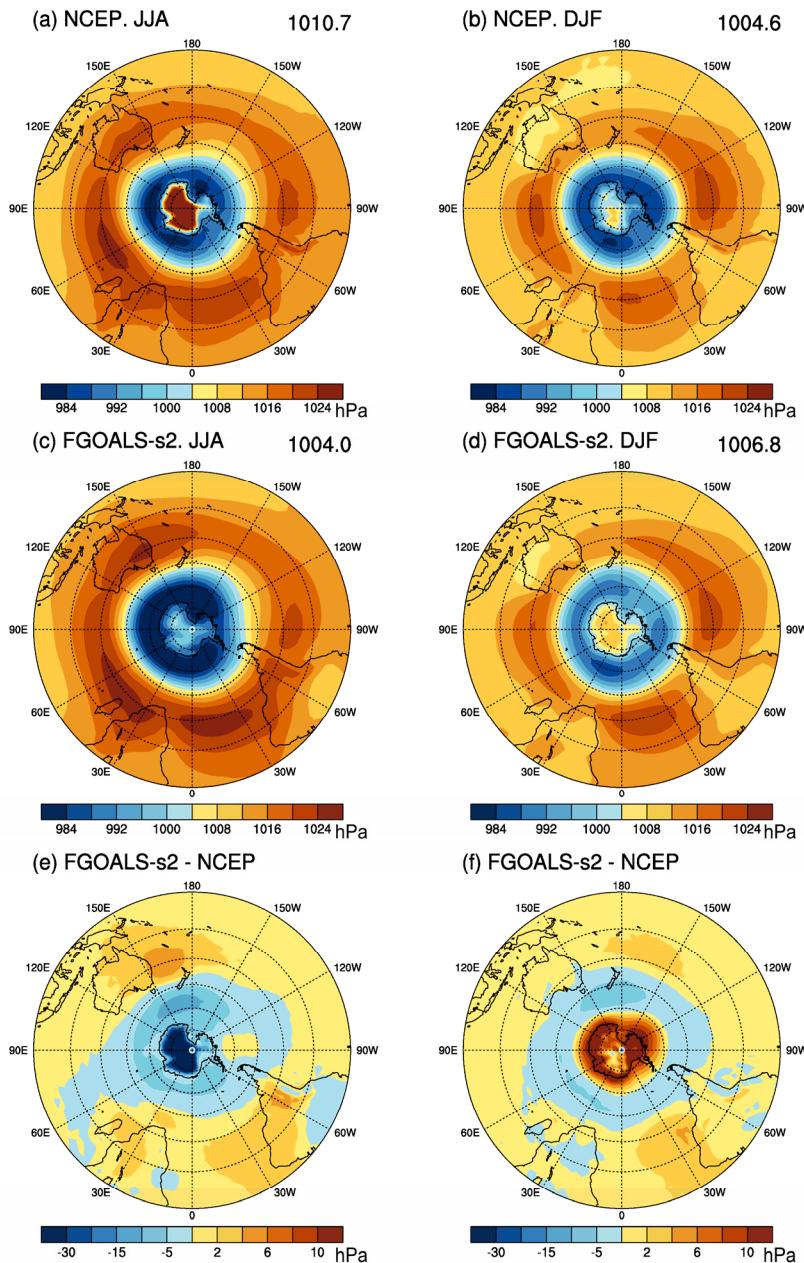


图 1 1979~2005 年南半球 JJA (左列) 和 DJF (右列) 平均海平面气压的分布 (单位: hPa): (a, b) NCEP 资料; (c, d) FGOALS-s2 模拟; (e, f) 差值场

Fig. 1 JJA-mean (left row) and DJF-mean (right row) distributions of sea level pressure in the Southern Hemisphere from 1979 to 2005 (units: hPa): (a, b) NCEP data; (c, d) FGOALS-s2 simulation; (e, f) difference between FGOALS-s2 and NCEP

在温度场上 (图 3g, h), 模拟的 JJA 陆地气温偏暖, 大洋上除南印度洋、南太平洋秘鲁海盆偏暖外, 其余地区均偏冷, 特别是在南极大陆沿岸, 冷偏差可达 5°C , 这与该模式模拟的南极海冰偏多有关 (Bao et al., 2012)。模拟的 DJF 陆地气温在非洲大陆中部、南美洲中部偏冷, 其余地区偏暖; 海洋上 50°S 以北三大洋的模拟偏差较之 JJA 少, 但在 50°S 以南均偏暖。模拟和观测的空间相关系数在 JJA 和 DJF 分别为 0.65 和 0.81, 均方根误差为 1.48°C

和 1.49°C (表 2)。

4 预估的不同 RCPs 情景下南半球气候的变化

温度的变化趋势和强度直接与 RCPs 情景相关。图 4 给出了观测和模拟的南半球区域平均温度变化。在 JJA 和 DJF, 模拟的历史气温都低于观测, 但增暖趋势与观测一致。关于该模式的历史气温演变模拟偏差问题, 作者另文讨论 (Zhou et al., 2013)。

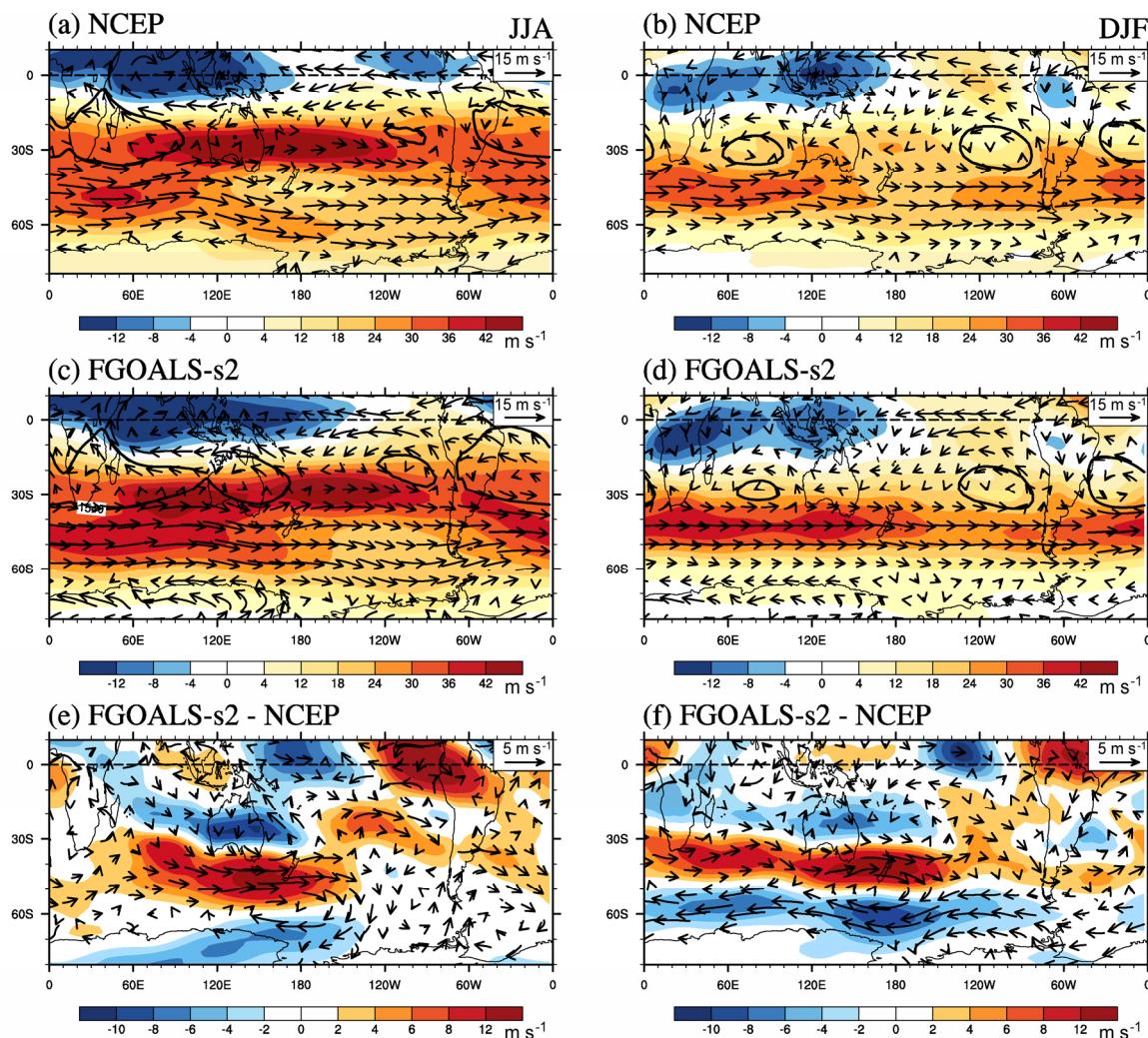


图 2 同图 1, 但为 850 hPa 风场(矢量, 单位: m/s)和 200 hPa 纬向风(阴影, 单位: m/s), 黑色实线表示 850 hPa 位势高度的 1540 gpm 等值线
Fig. 2 Same as Fig. 1, but for the wind field at 850 hPa (vector, units: m/s) and zonal wind at 200 hPa (shaded, units: m/s). The black thick line represents the 1540-gpm geopotential height contour at 850 hPa

在不同 RCPs 情景下, 21 世纪初期温度呈现出相近的增暖趋势(这是由于在前 30 年, 不同 RCPs 情景的温室气体浓度接近), 但从 2030 年开始, RCP2.6 和 RCP4.5 情景下的增暖趋势减弱, RCP6.0 和 RCP8.5 情景下增暖趋势继续加强。温度的增暖幅度随着温室气体排放浓度的增加而增强。

为考察四种典型浓度路径(RCPs)下 21 世纪末南半球气候变化的空间分布, 本文用 RCPs 情景试验中 2080~2099 年的平均值减去 20 世纪历史气候模拟试验(以下称之为历史气候试验)中 1986~2005 年的平均值来表征未来变化。图 5 为不同情景下 SLP 的变化分布。JJA 时(图 5a-d), 在 RCP2.6 情景下, 南大西洋、南印度洋以及东南太平洋 SLP 减弱, 澳大利亚、西南太平洋和南极大陆地区 SLP 增强, 特别是在阿蒙森海地区气压正值中心强度可

达 4 hPa。RCP4.5 情景下, SLP 变化与 RCP2.6 相似, 但南极大陆 SLP 增强幅度减弱, 阿蒙森海地区 SLP 减弱。RCP6.0 情景下, 45°S 以南太平洋的正值区进一步扩大增强, 负值区则主要分布在南大西洋和南极圈内。RCP8.5 情景中 SLP 分布形势与 RCP6.0 类似, 但中心强度增强, 新西兰以东存在一个强度超过 4 hPa 的正值中心, 阿蒙森海地区存在一个强度超过 5 hPa 的负值中心。

DJF 时(图 5e-h), RCP2.6 情景下南半球大部分地区气压均减弱, 仅在中高纬度略微增强。RCP4.5 情景下, SLP 正值区域较之 RCP2.6 扩大, 主要位于非洲大陆、南印度洋和南太平洋中部。RCP6.0 情景下, 南极圈内 SLP 减弱, 其外部至 45°S 气压增强, 45°S 以北的大洋上 SLP 呈减弱趋势。RCP8.5 情景下, 南极圈内 SLP 减弱的中心强度在 4

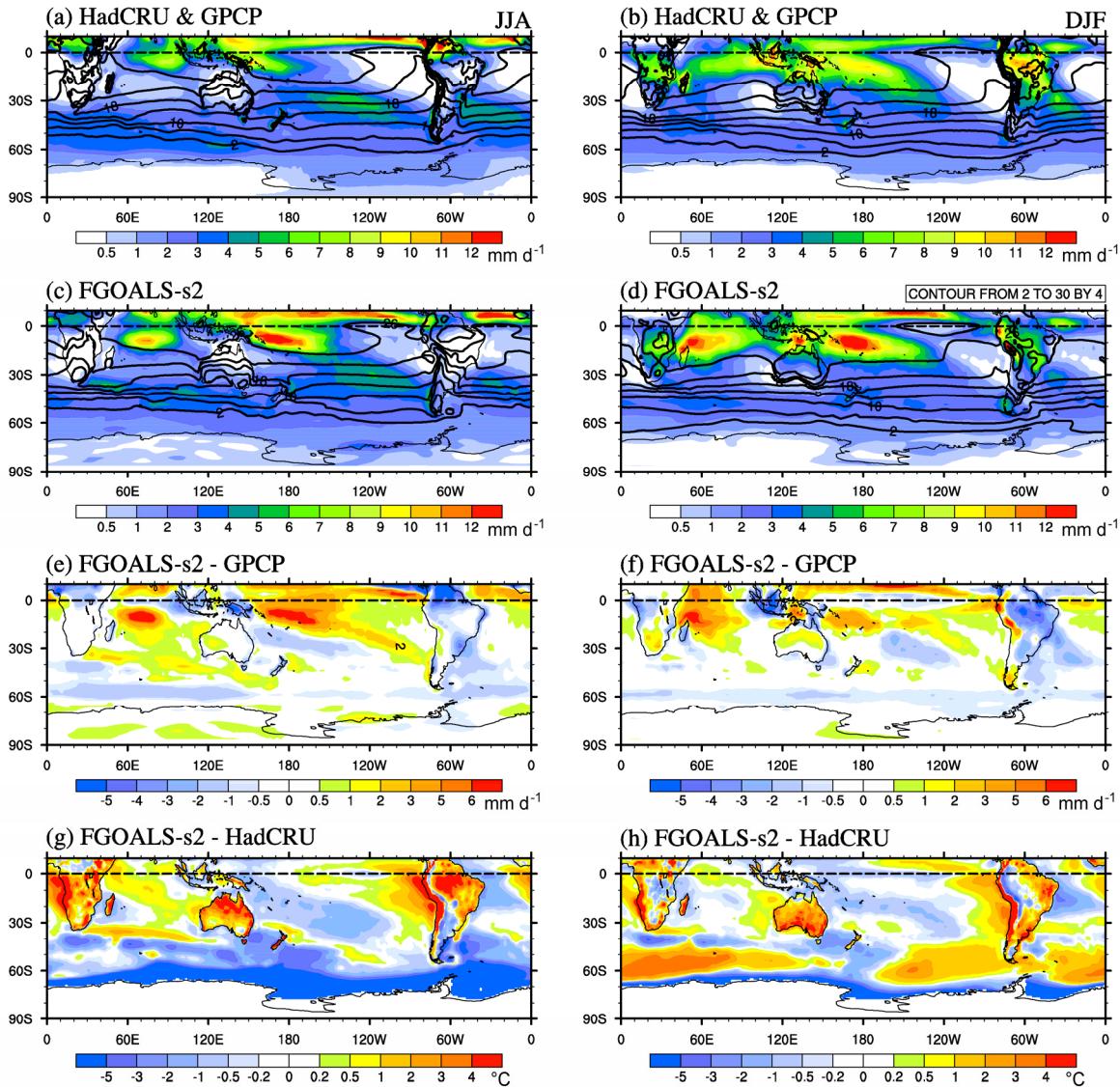


图 3 1979~2005 年南半球 JJA (左列) 和 DJF (右列) 平均的 (a、b、c、d) 降水 (彩色阴影, 单位: mm/d) 和温度 (等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 的分布以及 (e、f、g、h) 差值场: (a、b) HadCRU 和 GPCP 资料; (c、d) FGOALS-s2 模拟; (e、f) 降水差值场; (g、h) 温度差值场

Fig. 3 (a, b) Observations and (c, d) simulations of JJA-mean (left row) and DJF-mean (right row) distributions of precipitation (color shading, units: mm/d) and temperature (contour, units: $^{\circ}\text{C}$) in the Southern Hemisphere from 1979 to 2005, and (e, f, g, h) the difference between them: (a, b) HadCRU and GPCP data; (c, d) FGOALS-s2 simulation; (e, f) precipitation difference; (g, h) temperature difference

hPa 以上。综合四种不同情景, 未来随着温室气体浓度的增加, 南半球中纬度高压带将显著加强, 绕极低压带将加深。

图 6 为不同 RCPs 情景下 200 hPa 纬向风的变化。JJA 时 (图 6a–d), RCP2.6 情景下 30°S 附近南太平洋地区的急流略有增强, 50°S 处急流减弱, 中心强度分别为 4 m/s 和 -2 m/s ; RCP4.5 的分布形势与 RCP2.6 类似, 但强度增大; RCP6.0 情景下, $30^{\circ}\text{S} \sim 40^{\circ}\text{S}$ 之间南印度洋的急流减弱, 50°S 的急流带增强; RCP8.5 的变化与 RCP6.0 类似, 但急流中心增强的幅度大于 RCP6.0, 50°S 急流中心可增强

7 m/s 以上。

DJF 时 (图 6e–h), RCP2.6 情景下 $45^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{S}$ 之间西风略有增强, 30°S 附近的西风减弱; RCP4.5 情景下西风变化形势与 RCP2.6 相同, 但中心强度增强; 在 RCP6.0 和 RCP8.5 情景下, $30^{\circ}\text{S} \sim 45^{\circ}\text{S}$ 之间西风均减弱, 45°S 以南西风则增强, RCP8.5 情景下中心强度分别为 -7 m/s 和 15 m/s , 高于 RCP6.0 的对应结果。

综上所述, 在不同 RCPs 情景下, 南半球 200 hPa 西风急流在 JJA 和 DJF 的变化不同。JJA 时, 低浓度排放情景下北支西风急流略有增强、南支减弱,

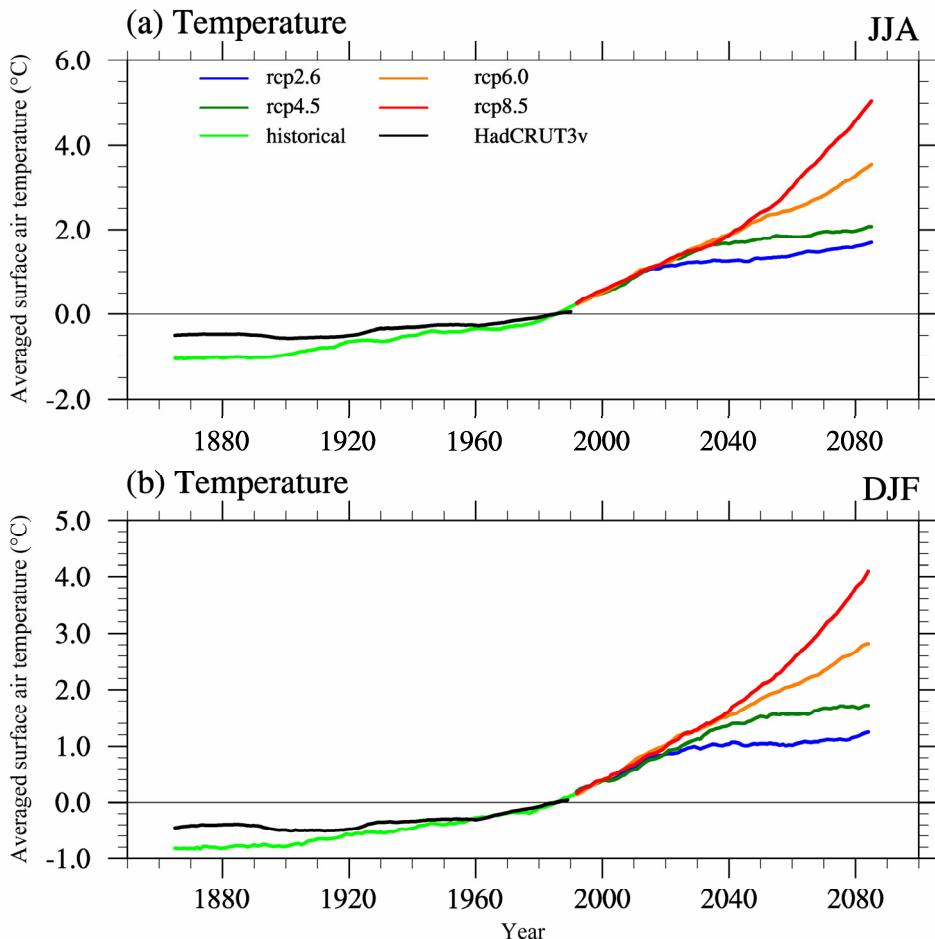


图 4 2006~2100 年南半球区域平均温度随时间的 31 年滑动平均演变 (单位: °C)

Fig. 4 The 31-year running mean of the Southern Hemisphere averaged surface air temperature from 2006 to 2100 (units: °C)

高浓度排放情景下两条急流都增强。DJF 时, 四种排放情景都表现为 $30^{\circ}\text{S} \sim 45^{\circ}\text{S}$ 之间西风减弱、 45°S 以南增强, 并且随着浓度增加, 中心强度增强。

预估的表面气温变化如图 7 所示。在所有情景下, 温度的变化都呈现出高纬地区增温大于低纬, 陆地增温大于海洋的特征。除 60°S 附近大西洋—印度洋海盆局地变冷外, 其余地区均呈现出显著的变暖特征, 特别是南印度洋海盆和阿蒙森海地区存在两个增暖中心。随着温室气体浓度的增加, 从 RCP2.6 到 RCP8.5, 整个南半球温度增暖幅度逐渐增强, 在 RCP8.5 情景下, 南极大陆增温可达 8°C 以上。

预估的降水变化如图 8 所示。在所有的 RCPs 情景下, 降水变化均呈现出 40°S 以南降水增多、中低纬度局部海洋降水减少的特征, 只是变化幅度因情景而异。例如 JJA 时, RCP2.6 情景下高纬度降水呈微弱增加, 只有赤道南印度洋东部、南太平洋西部、澳大利亚以及阿根廷海盆降水减少; RCP4.5

情景下降水变化型与 RCP2.6 相似, 但幅度增强, 赤道南印度洋西部和所罗门群岛附近出现两个正值中心; RCP6.0 情景下, 上述两个降水中心进一步增强, 大西洋—印度洋海盆降水也明显增多; RCP8.5 结果与 RCP6.0 接近。DJF 时, 四种情景下降水变化的分布型相似, 40°S 以南均增多, 40°S 以北南印度洋地区、南太平洋中部降水减少。随着温室气体浓度的增加, 降水变化的幅度增强, RCP8.5 情景下西南太平洋降水增幅在 3 mm/d 以上。总体而言, DJF 降水随着温室气体浓度增加而变化的幅度要强于 JJA。

进一步考察降水季节循环的变化, 图 9 给出南半球 60°S 以北所有区域、陆地、海洋降水的季节循环。观测中, 总降水峰值出现在 2~4 月, 8~10 月为低谷期。上述特点主要由海洋降水的季节循环决定, 陆地降水的峰值出现在 1~3 月, 6~9 月为低谷期。历史气候试验模拟的 1~8 月降水强于观

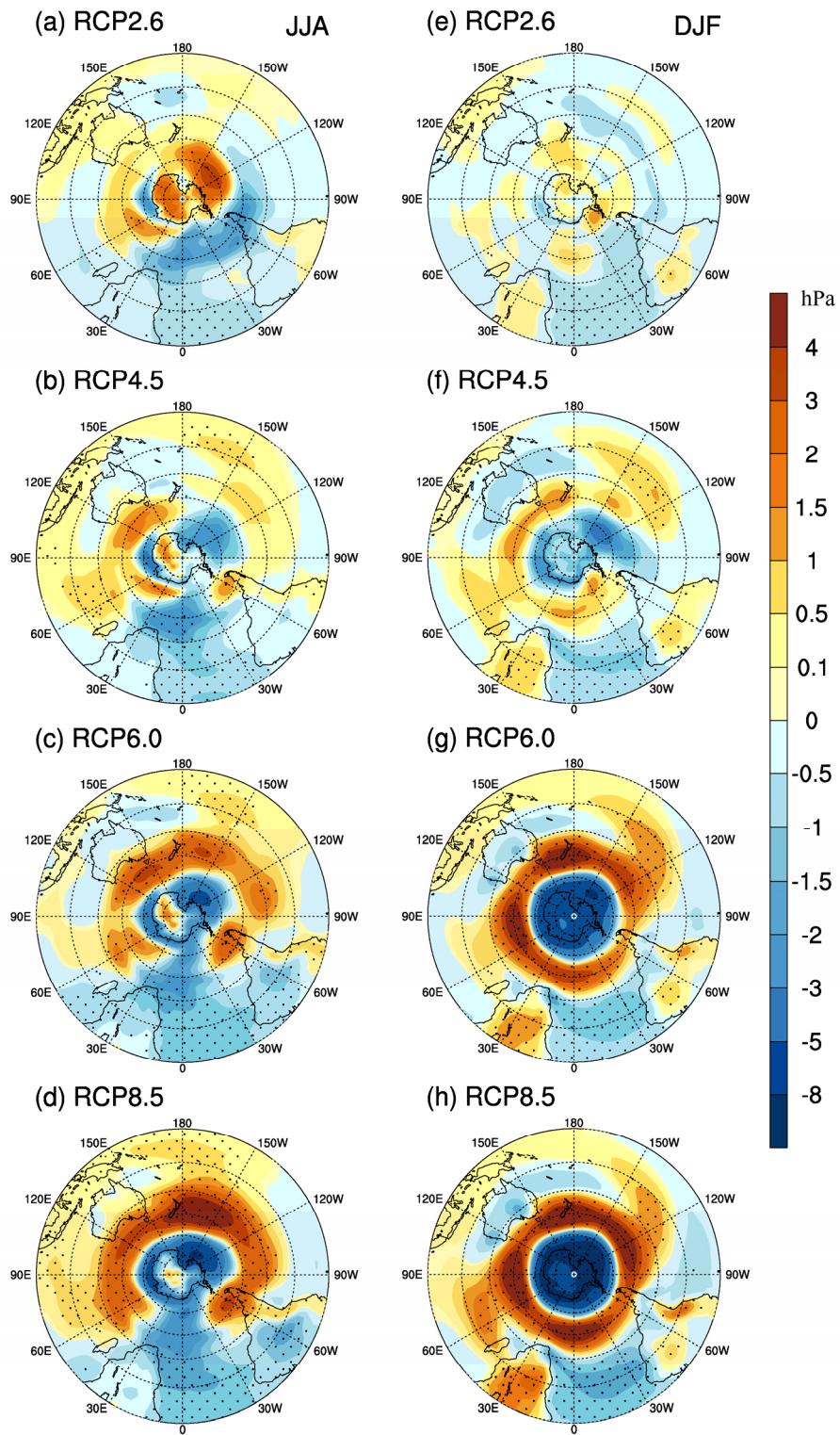


图 5 不同 RCPs 情景下预估的 2080~2099 年 JJA (左列) 和 DJF (右列) 平均的 SLP 与 20 世纪气候模拟试验中 1986~2005 年平均的 SLP 差值分布 (单位: hPa): (a、e) RCP2.6; (b、f) RCP4.5; (c、g) RCP6.0; (d、h) RCP8.5。黑色圆点为通过 5% 显著性检验的区域

Fig. 5 The anomalies of JJA (left) and DJF (right) mean SLP for 2080–2099 under different RCPs scenarios relative to the climate mean of 1986–2005 in the 20th century climate historical simulation (units: hPa): (a, e) RCP2.6; (b, f) RCP4.5; (c, g) RCP6.0; (d, h) RCP8.5. The black dot regions are above 5% significance level

测, 9~12 月则弱于观测。RCPs 情景下降水主要在 1~8 月增强, 9~12 月变化不显著。统计表明, 在

RCP2.6/4.5/6.0/8.5 情景下, 总的年平均降水分别为 3.01、3.02、3.12、3.14 mm/d, 增加量分别为当今

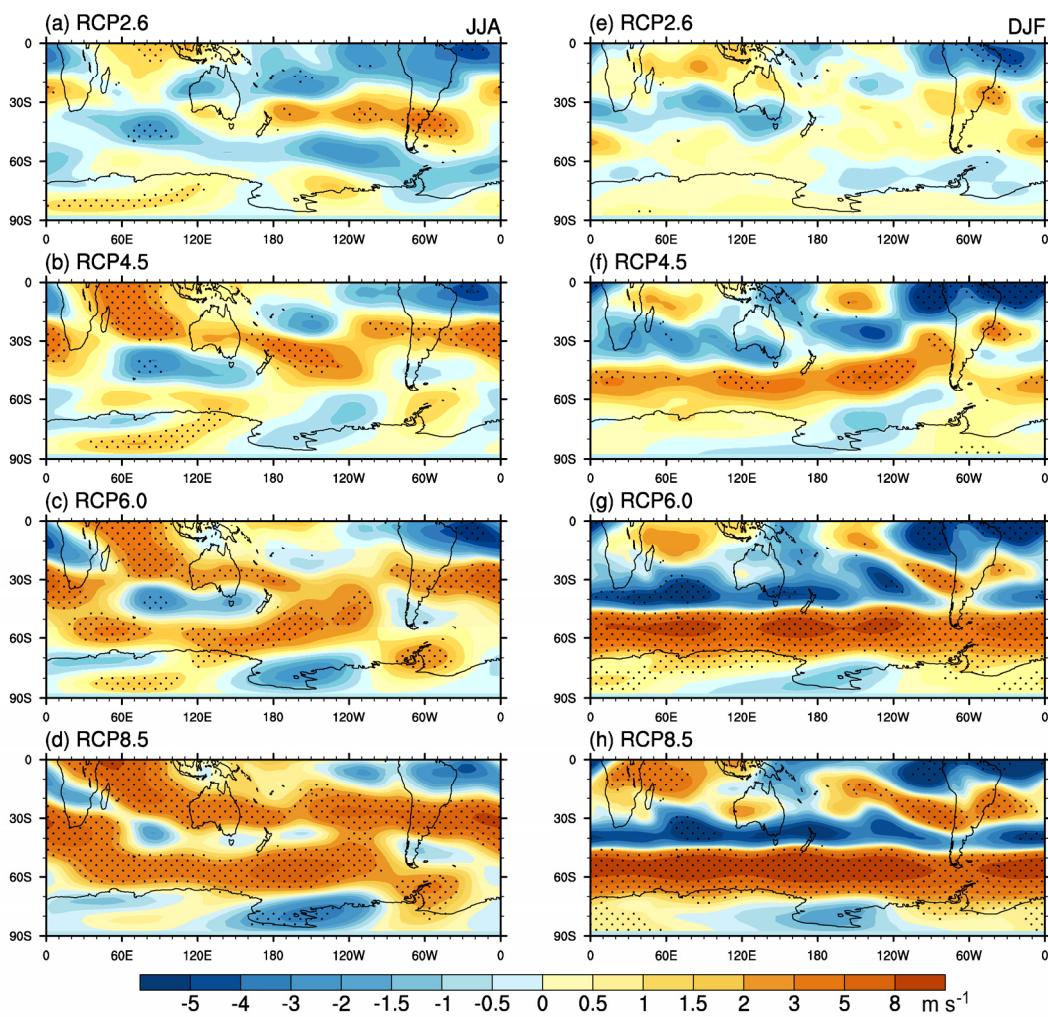


图 6 同图 5, 但为 200 hPa 纬向风 (单位: m/s)

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the zonal wind at 200 hPa (units: m/s)

气候平均值的 4.2%、4.5%、8.0% 和 8.7%。

陆地降水中 (图 9b), 观测和历史气候试验模拟的年平均降水为 3.19 mm/d 和 2.45 mm/d。在 RCP2.6/4.5/6.0/8.5 情景下, 年平均降水分别为 2.58、2.68、2.76、2.69 mm/d。海洋上 (图 9c), 模拟的降水都偏多, 特别是在 2~5 月, 观测和模拟的年平均降水分别为 2.78 mm/d 和 2.96 mm/d。随着温室气体浓度的增加, 降水量也增加, RCP2.6/4.5/6.0/8.5 情景下的年平均降水分别为 3.08、3.08、3.18、3.22 mm/d (图 9c)。因此, 温室气体浓度的增加对南半球海洋降水的影响大于陆地。

5 不同 RCPs 情景下马斯克林高压、澳大利亚高压和南极涛动的变化

首先讨论马高和澳高的变化。由于马高和澳高强度在 JJA 最强, 本文主要考察 JJA 的变化。图 10

为观测和模拟的 31 年滑动平均 JJA 马高和澳高指数变化。观测中, 马高在 1930 年代之前呈增强趋势, 1930~1960 年代减弱, 之后持续增强。历史气候试验较好地再现了上述年代际变化特征 (图 10a)。

在不同 RCPs 情景下, 预估的马高变化都呈现出“先减弱后增强”的特征。整体上马高仍呈增强趋势, 在 RCP2.6/4.5/6.0/8.5 情景下, 2006~2100 年间的线性趋势分别为 0.109、0.102、0.146、0.054 hPa/10a。

澳高的变化特点与马高不同 (图 10b)。观测中, 从 1880 年代开始澳高逐渐减弱, 1960 年代之后持续增强。但是上述特点, 在历史气候模拟试验中未能得到合理再现。在未来不同 RCPs 情景下, 澳高先在 2030 年代之前增强, 随后减弱, 四种情景变化形势基本一致。因此, 预估的澳高变化呈现出和马高相反的变化趋势。这种差异和两种高压的属性

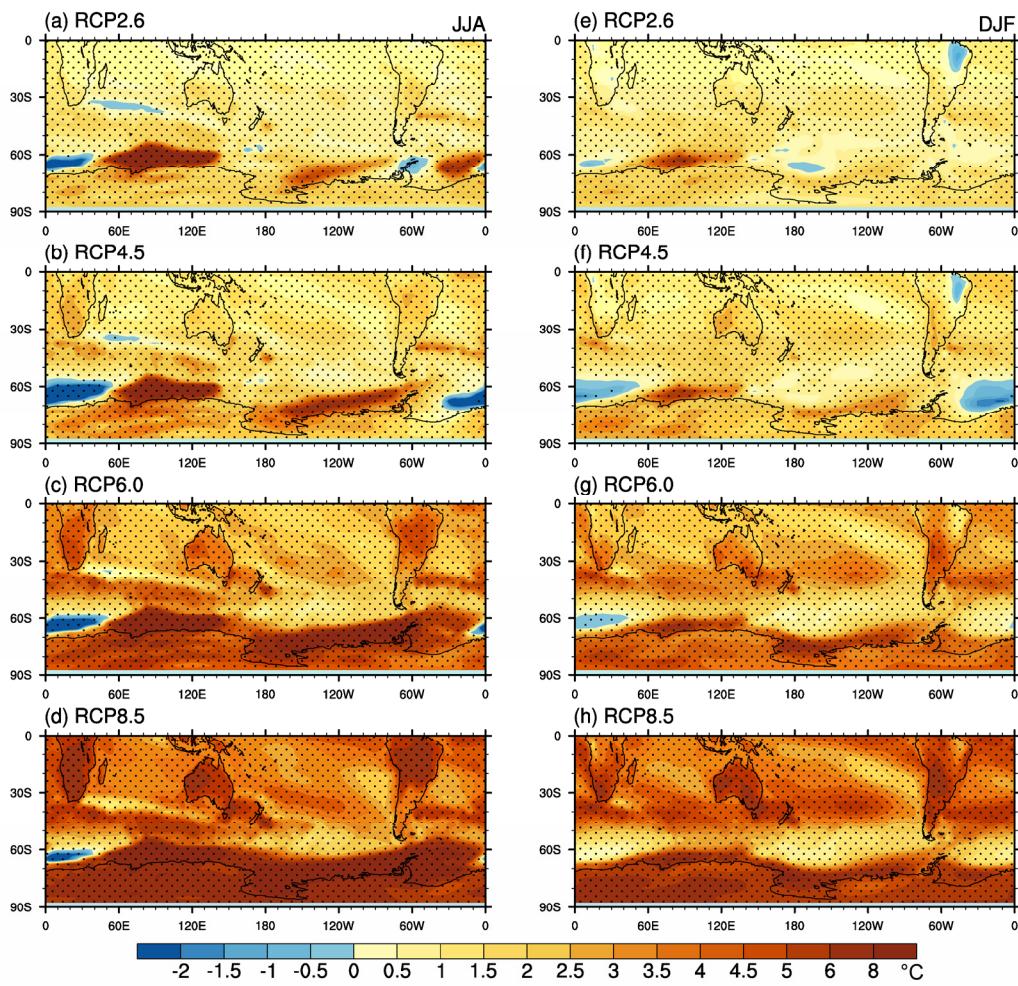


图 7 同图 5, 但为表面温度 (单位: °C)

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for the surface air temperature (units: °C)

有关, 马高属于副热带高压, 而澳高属于冷高压。

关于南极涛动的变化, 研究表明, 虽然近几十年对 AAO 趋势影响最大的是臭氧 (Thompson and Solomon, 2002; Gillett and Thompson, 2003), 但其他温室气体的作用也不容忽视 (Cai and Cown, 2007)。观测中 (图 11), AAO 在 JJA 从 1930 年代开始持续增强, 模拟的 AAO 增强趋势则始自 1960 年代。在 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下, AAO 指数在 21 世纪初期继续增强, RCP4.5 情景下从 2030 年代之后趋于平缓, 而 RCP2.6 情景下则开始减弱。RCP6.0 和 RCP8.5 的结果一致, AAO 指数都表现为明显的增强趋势。

观测和模拟的 DJF AAO 指数在 20 世纪早期均呈现增强趋势, 模拟结果强于观测。在 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下, 预估的 AAO 变化和 JJA 情形相似, 都是在增强一段时间后减弱或趋于平缓。RCP6.0 情景下, AAO 指数在 2040 年代之前增强, 但之后

开始略有减弱; RCP8.5 情景下增强趋势最为显著。

综上所述, 无论 JJA 还是 DJF, 在 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下预估的 AAO 指数都表现为先增强后减弱的特征, 而 RCP6.0 和 RCP8.5 的持续增强趋势较为明显。上述特点, 与不同情景中温室气体的排放路径有关。Cai et al. (2003) 指出当温室气体稳定之后 AAO 的增强趋势将反相。在 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下, 辐射强迫在 21 世纪中期达到平衡后稳定, 并且温度的增暖趋势也减弱, 而 RCP6.0 和 RCP8.5 情景下辐射强迫都继续增长, 温度的增暖趋势也继续增强, 所以不同情景下 AAO 的变化趋势不同。

AAO 的增强与南半球中高纬位势高度以及极圈外的绕极西风有关 (Thompson et al., 2002)。计算图 11 中 AAO 指数的长期趋势, RCP2.6/4.5/6.0/8.5 情景下 2006~2100 年 JJA 的线性趋势分别为 -0.359 、 -0.038 、 0.154 、 0.478 hPa/10a, DJF

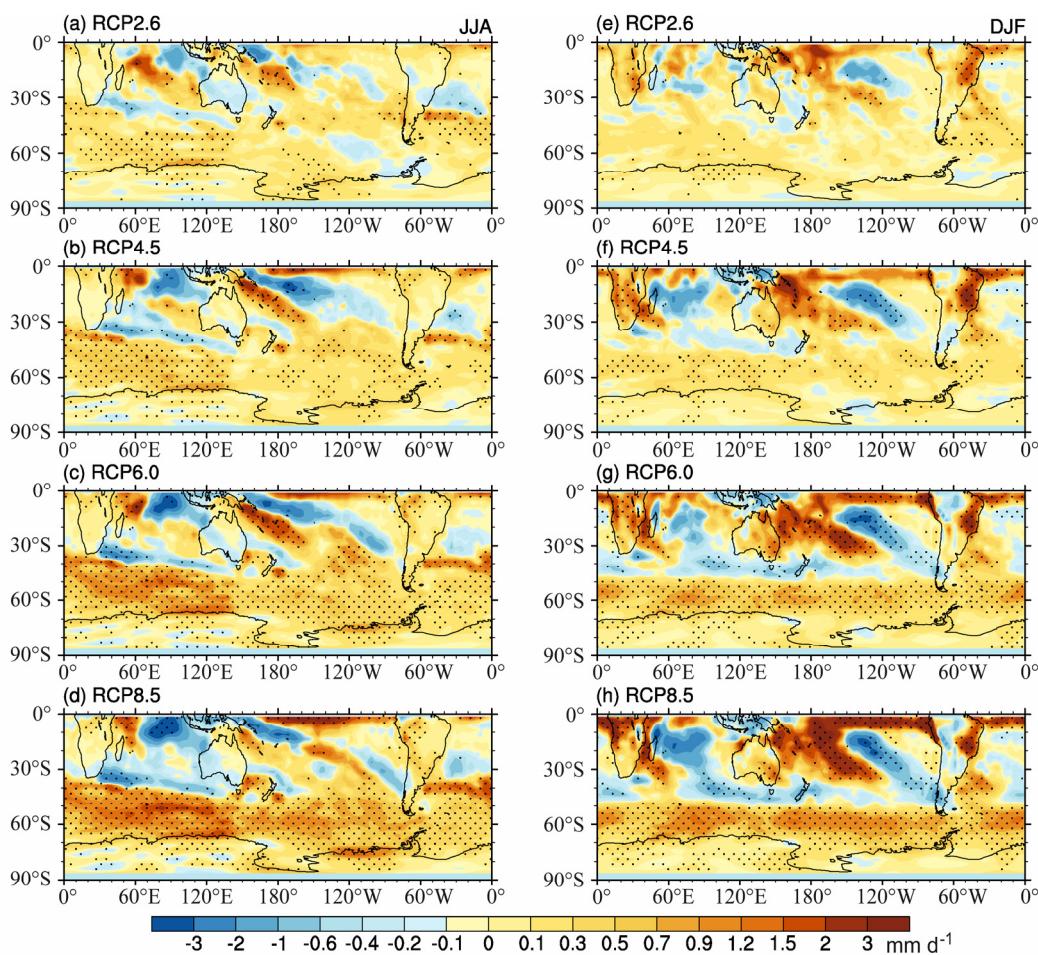


图 8 同图 5, 但为降水 (单位: mm/d)

Fig. 8 Same as Fig. 5, but for the precipitation (units: mm/d)

为 -0.399 、 -0.022 、 0.343 、 1.014 hPa/10a, 即 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下为减弱趋势, RCP6.0 和 RCP8.5 情景下为增强趋势, 那么相应的位势高度和西风的变化如何呢?

图 12 给出不同 RCPs 情景下 JJA 和 DJF 纬向平均位势高度变化趋势的纬度—高度剖面图。在 RCP2.6 情景中, 两个季节 60° S 以南位势高度均升高, 30° S~ 60° S 之间降低; RCP4.5 情景下, JJA 时 30° S 以南位势高度升高, DJF 时整个南半球位势高度都升高, 但 60° S 以南变化幅度大于 40° S~ 60° S; RCP6.0 和 RCP8.5 的变化与 RCP2.6 相反, 60° S 以南位势高度降低, 以北升高, 并且 RCP8.5 的变化幅度大于 RCP6.0, 特别是极区对流层上层的下降趋势在 20 gpm/10a 以上, 因而 RCP6.0 和 RCP8.5 情景下 AAO 指数的增强趋势较为明显。

南半球中高纬西风急流的维持和增强对 AAO 有重要作用, 当纬向平均急流偏向高纬度时, 瞬变

斜压波也在高纬地区活动, 有利于 AAO 位相的维持 (Karoly, 1990)。图 13 给出纬向平均纬向风的气候平均值和变化趋势的纬度—高度剖面图。在气候平均态上, 四种情景下纬向风的平均位置并未有太大变化, JJA 时高于 6 m/s 的西风带位于 20° S~ 70° S 之间, DJF 时位于 30° S~ 60° S 之间, 中心都在 200 hPa。从急流中心的强度来看, RCP2.6/4.5/6.0/8.5 情景下 JJA 时分别为 41.8 m/s、 42.2 m/s、 42.6 m/s、 43.5 m/s, DJF 时为 35.7 m/s、 35.8 m/s、 35.7 m/s、 35.7 m/s。表明 JJA 急流中心强度随着温室气体浓度的增加而增强, 而 DJF 则变化不大。

从纬向风的变化趋势看, 在 RCP2.6 情景下, 两个季节 45° S~ 60° S 之间西风减弱, 30° S~ 45° S 之间西风增强; RCP4.5 情景下, 减弱的西风移至 60° S 以南, 60° S 以北西风增强; RCP6.0 和 RCP8.5 的变化形势相似, 都表现为 45° S~ 70° S 之间西风增强、 30° S~ 45° S 之间西风减弱, RCP8.5 的变化幅

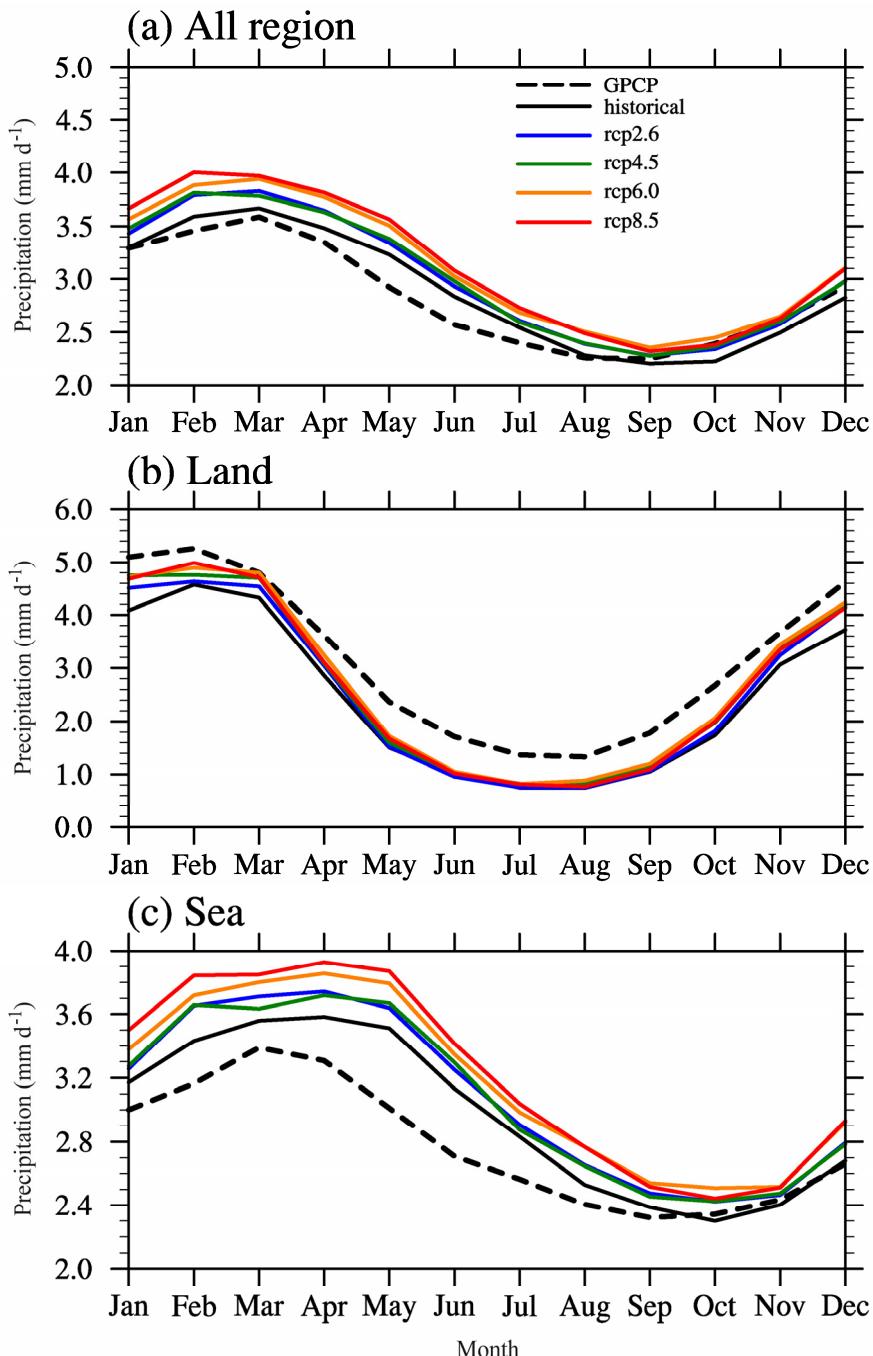


图9 观测和模拟的南半球降水季节循环特征(单位: mm/d): (a) 所有区域平均; (b) 陆地降水平均; (c) 海洋降水平均。GPCP 观测和历史气候试验为 1986~2005 年平均值, RCPs 情景试验为 2080~2099 年平均值

Fig. 9 The observed and simulated precipitation seasonal cycle in the Southern Hemisphere (units: mm/d): (a) all the region; (b) the land-area mean; (c) the ocean-area mean. The results of GPCP data and the historical climate simulation are for the average of 1986–2005, and the results of RCPs experiments are for the average of 2080–2099

度大于 RCP6.0, 特别是 DJF 时增强趋势可达 $1.4 \text{ m s}^{-1}/10\text{a}$ 。因此, 随着温室气体浓度的增加, 靠近极区的西风增强, 这有利于瞬变涡旋的增强, 从而维持了 AAO 正位相的发展, AAO 指数表现为增强趋势。

西风为何会增强? 根据热成风定理, 中纬度西风与经向温度梯度有关, 图 14 为纬向平均大气温度变化趋势的纬度—高度剖面图。在 RCP2.6 情景下, 60°S 以南从低层到高层都为一致的增暖趋势, 60°S 以北低层为变暖、高层变冷, 说明高纬地区增

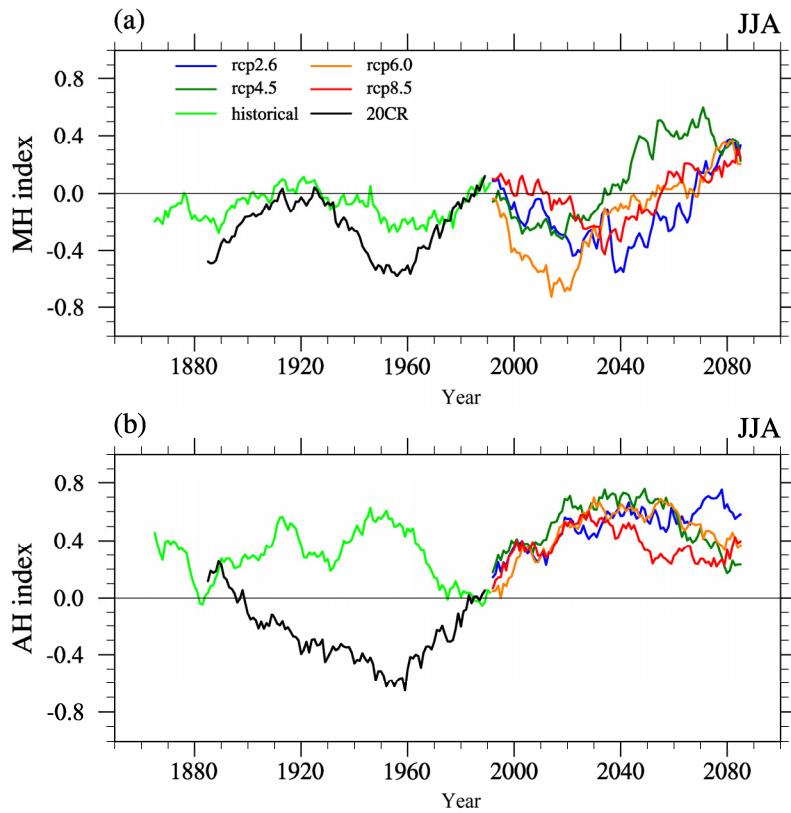


图 10 JJA 平均 (a) 马斯克林高压指数和 (b) 澳大利亚高压指数随时间的演变 (31 年滑动平均值), 其中观测资料的时间段为 1870~2005 年, 历史气候试验的时间段为 1850~2005 年, RCPs 情景试验的时间段为 2006~2100 年

Fig. 10 The 31-year running mean of JJA-mean (a) Mascarene High (MH) index and (b) Australian High (AH) index. The periods of the observation data are from 1870 to 2005, the historical climate simulation data are from 1850 to 2005, and the RCPs scenarios experiment data are from 2006 to 2100

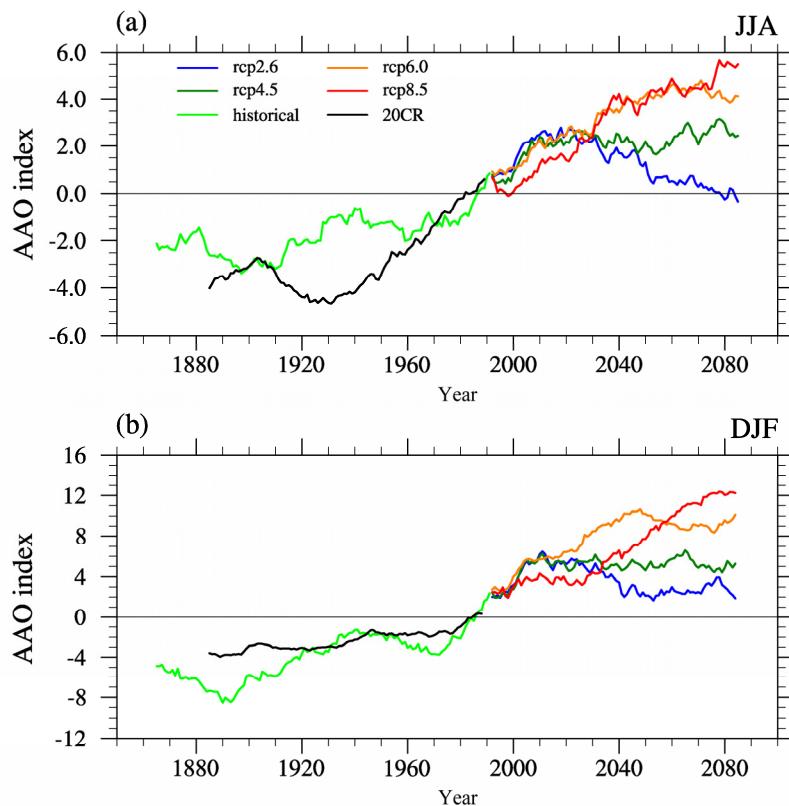


图 11 同图 10, 但为 (a) JJA 平均的 AAO 指数; (b) DJF 平均的 AAO 指数

Fig. 11 Same as Fig. 10, but for (a) JJA-mean AAO index; (b) DJF-mean AAO index

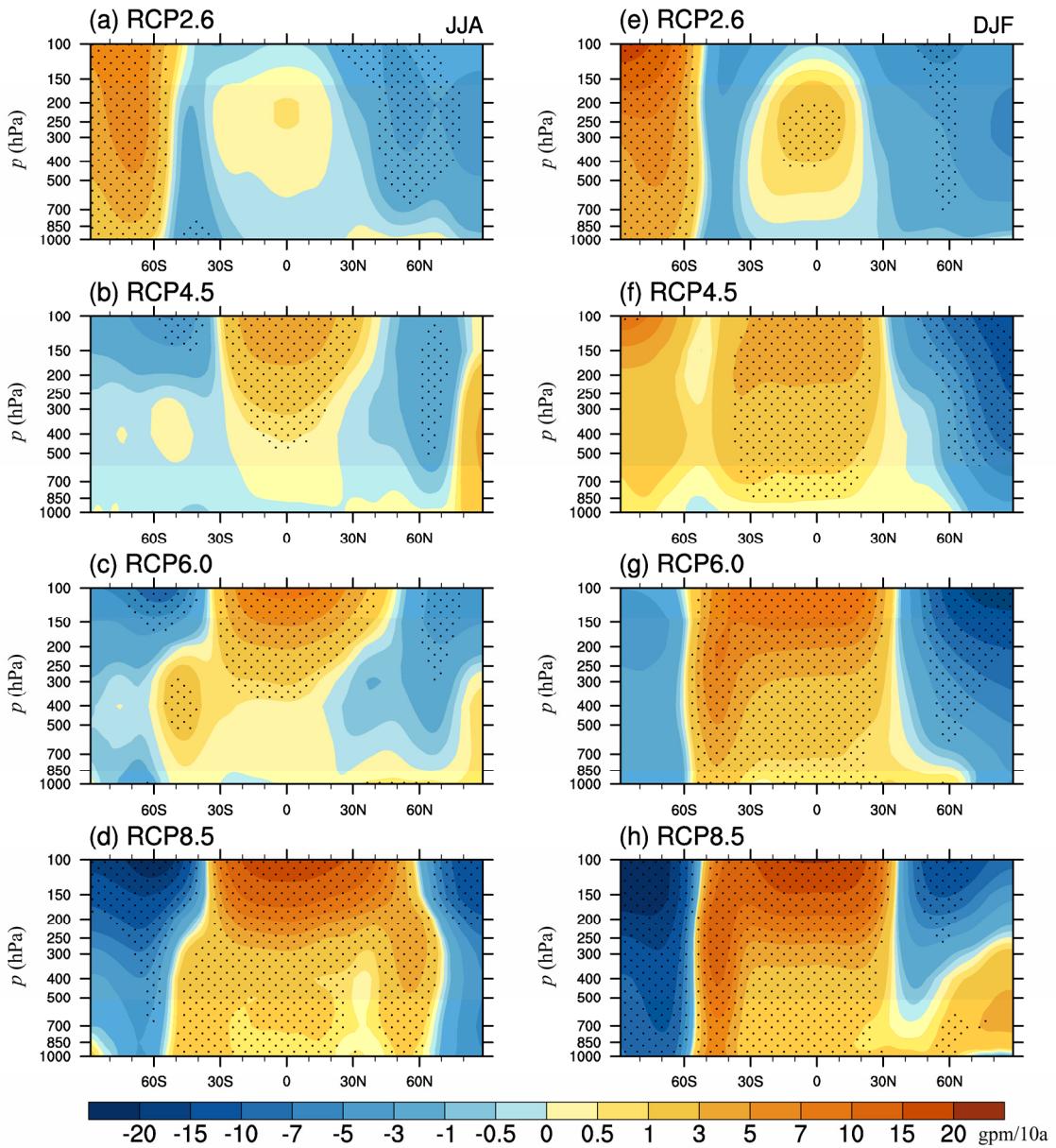


图 12 不同 RCPs 情景下 JJA (左列) 和 DJF (右列) 纬向平均位势高度变化趋势的纬度—高度剖面图 (单位: gpm/10a): (a, e) RCP2.6; (b, f) RCP4.5; (c, g) RCP6.0; (d, h) RCP8.5。黑色圆点表示通过 5% 显著性检验的区域

Fig. 12 The latitude–height cross sections of JJA-mean (left row) and DJF-mean (right row) zonally averaged geopotential height trends under different RCPs scenarios (units: gpm/10a): (a, e) RCP2.6; (b, f) RCP4.5; (c, g) RCP6.0; (d, h) RCP8.5. The black dot regions are above 5% significance level

暖大于低纬, 经向温度梯度减弱, 因而 60°S 附近的纬向风减弱。在 RCP4.5 情景下, JJA 低层增暖趋势较弱, 高层高纬变冷、低纬变暖; DJF 时变化特点与 RCP2.6 相似, 但变化幅度减小, 故经向温度梯度的减弱趋势小于 RCP2.6。RCP6.0 和 RCP8.5 情景下的变化趋势相似, 高层都表现为高纬变冷、低纬变暖, 低层则是高纬变暖、低纬变冷, 但由于高层的变化幅度远强于低层, 故经向温度梯度增强, 有利于中纬度西风的加强。

6 总结

本文针对 IAP/LASG 气候系统模式新版本 FGOALS-s2, 从气候态的角度考察了模式对南半球气候的模拟能力; 在此基础上, 利用四种 RCPs 情景下 21 世纪气候预估试验的结果, 分析了南半球气候的可能变化, 特别是不同排放情景下南半球马高、澳高和 AAO 的变化特点和机理。主要结论如下:

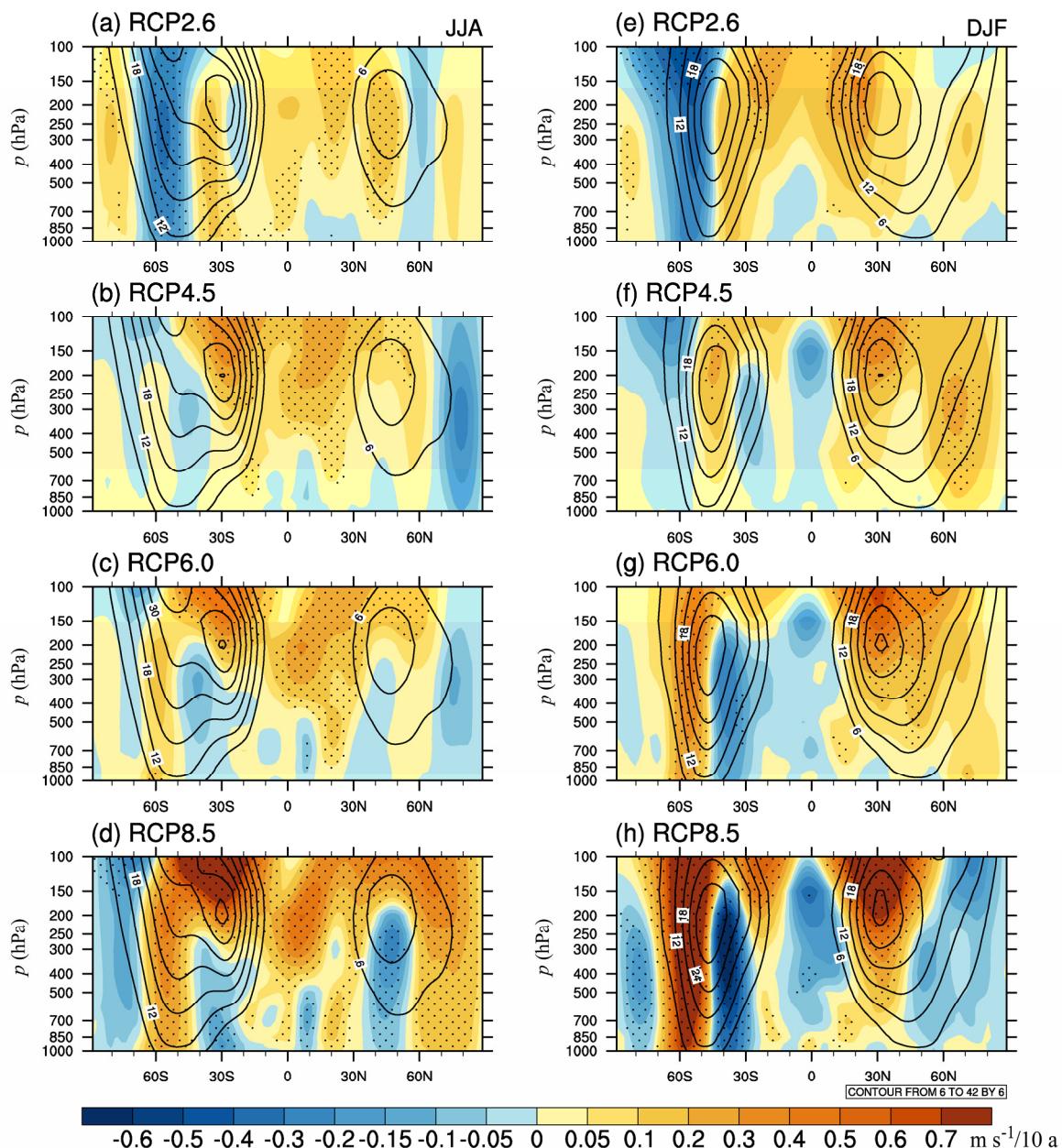


图 13 不同 RCPs 情景下 JJA (左列) 和 DJF (右列) 纬向平均纬向风的气候平均值 (等值线, 单位: m/s) 及其变化趋势 (阴影, 单位: $m s^{-1}/10a$) 的纬度—高度剖面图: (a, e) RCP2.6; (b, f) RCP4.5; (c, g) RCP6.0; (d, h) RCP8.5

Fig. 13 The latitude–height cross sections of JJA-mean (left row) and DJF-mean (right row) zonally averaged climatological mean states (contour, units: m/s) and trends (shaded, units: $m s^{-1}/10a$) of zonal wind: (a, e) RCP2.6; (b, f) RCP4.5; (c, g) RCP6.0; (d, h) RCP8.5

1) 气候平均态上, 模式合理再现了 SLP 的基本分布, 但模拟的 JJA 45°S 以南的 SLP 偏低、以北偏高, DJF 南极圈和 45°S 以北 SLP 偏高、45°S~60°S 区域内 SLP 偏低。在 850 hPa 风场上, 模拟偏差主要表现为 JJA 30°S 以南西风偏强, DJF 时 30°S~50°S 之间西风偏强、50°S 以南偏弱。模式能再现 JJA 南半球双西风急流现象, 但北支急流偏弱、南支急流偏强。对于降水和温度而言, 模拟的海洋降水偏多, DJF 陆地降水则偏少; 温度偏差表现为

陆地和南印度洋偏暖, 南太平洋和南大西洋偏冷; 南极大陆沿岸海洋温度 JJA 偏冷, DJF 时则偏暖。

2) 在不同 RCPs 情景下南半球气候的变化特征不同。综合四种不同情景, 未来随着温室气体浓度的增加, 南半球中纬度高压带将显著加强, 绕极低压带将加深。在 SLP 场上, 除 RCP2.6 情景下南极大陆 SLP 升高外, 其余三种情景中南极圈内 SLP 均降低, 而 45°S~60°S 区域内 SLP 则升高。200 hPa 纬向西风的变化, 主要表现在 JJA 时两条急流带增

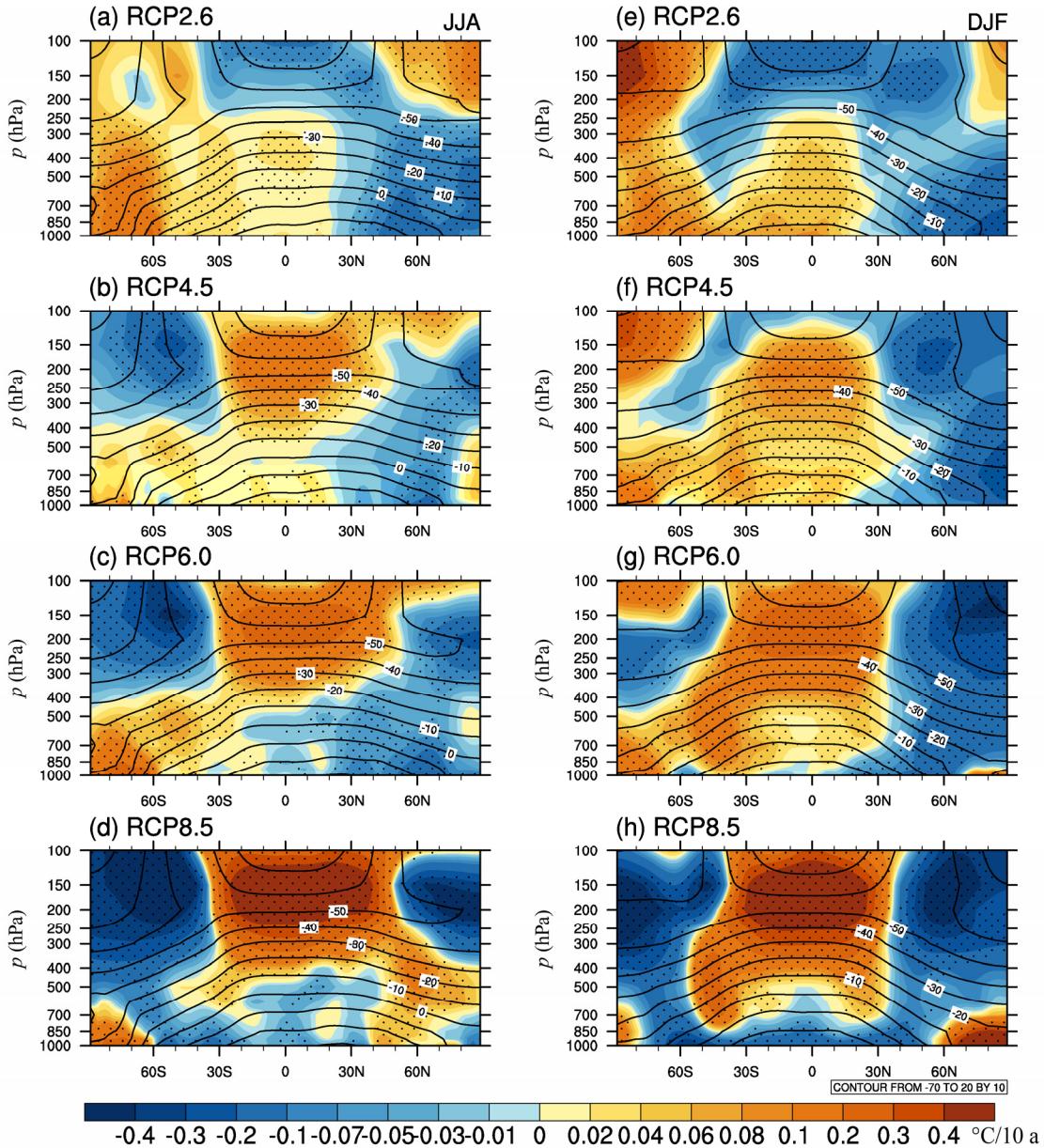


图 14 同图 13, 但为纬向平均气温的气候平均值(等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)及其变化趋势(阴影, 单位: $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$)

Fig. 14 Same as Fig. 13, but for the climatological mean states (contour, units: $^{\circ}\text{C}$) and trends (shaded, units: $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$) of temperature

强, DJF 45°S 以南西风增强、30°S~45°S 之间西风减弱。SLP 和 200 hPa 纬向风的变化幅度, 都随着温室气体浓度的增加而增强。温度变化以增暖为主要特征, 陆地增暖大于海洋, 只有大西洋—印度洋海盆存在局部变冷。降水亦呈现出增多的特征, DJF 强于 JJA, 海洋强于陆地, 只有南印度洋和南太平洋中部局部降水减少。

3) 就南半球平均而言, 模拟的 20 世纪平均温度低于观测, 但温度的增暖趋势与观测一致。未来不同 RCPs 情景下, 2030 年代之前温度仍呈增暖趋势, 但 2030 年之后 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下增暖趋势减缓, RCP6.0 和 RCP8.5 情景下增暖趋势继续

增强。

4) 未来不同 RCPs 情景下, 马高表现出先减弱后增强的特征, 而澳高则呈现出先增强后减弱的特征。RCP2.6 和 RCP4.5 情景下 AAO 都表现为先增强后减弱, RCP6.0 和 RCP8.5 情景下都为一致的增强趋势。RCP2.6 和 RCP4.5 (RCP6.0 和 RCP8.5) 情景下 AAO 在整体上表现出的减弱(增强)趋势, 主要是由于垂直方向上南半球高纬温度增暖幅度大于(小于)中纬地区, 导致经向温度梯度减小(增大), 使得 60°S 中纬西风减弱(加强), 并且 60°S 以南位势高度增加(减小), 最终令 AAO 减弱(增强)。

参考文献 (References)

- 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.*, doi:10.1007/s00376-012-2113-9.
- Briegleb B P, Hunke E C, Bitz C M, et al. 2002. The sea ice simulation of the Community Climate Model, Version2.0 [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-455+STR.
- Brohan P, Kennedy J J, Harris I, et al. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new dataset from 1850 [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Cai W J, Whetton P H, Karoly D J. 2003. The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO₂ [J]. *J. Climate*, 16: 1525–1538.
- Cai W J, Cowan T. 2007. Trends in Southern Hemisphere circulation in IPCC AR4 models over 1950–99: Ozone depletion versus greenhouse forcing [J]. *J. Climate*, 20: 681–693.
- Carril A F, Menéndez C G, Navarra A. 2005. Climate response associated with the southern annular mode in the surroundings of Antarctic Peninsula: A multimodel ensemble analysis [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (L16713): doi:10.1029/2005GL023581.
- 陈昊明, 周天军, 宇如聪, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的东亚夏季风 [J]. 大气科学, 33 (1): 155–167. Chen Haoming, Zhou Tianjun, Yu Rucong, et al. 2009. The East Asian summer monsoon simulated by coupled model FGOALS_s [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (1): 155–167.
- Compo G P, Whitaker J S, Sardeshmukh P D, et al. 2011. The twentieth century reanalysis project [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137: 1–28.
- 范可. 2006. 南半球环流异常与长江中下游夏季旱涝的关系 [J]. 地球物理学报, 49 (3): 672–679. Fan Ke. 2006. Atmospheric circulation anomalies in the Southern Hemisphere and summer rainfall over Yangtze River Valley [J]. Chinese J. Geophys. (in Chinese), 49 (3): 672–679.
- Fyfe J C, Saenko O A. 2006. Simulated changes in the extratropical Southern Hemisphere winds and currents [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (6): L06701, doi:10.1029/2005GL025332.
- 高辉, 薛峰, 王会军. 2003. 南极涛动年际变化对江淮梅雨的影响和预报意义 [J]. 科学通报, 48 (增): 87–92. Gao Hui, Xue Feng, Wang Huijun. 2003. Influence of interannual variability of Antarctic Oscillation on Meiyu along the Yangtze and Huaihe River Valley and its importance to prediction [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 48 (S1.): 87–92.
- Gillett N P, Thompson D W J. 2003. Simulation of recent Southern Hemisphere climate change [J]. *Science*, 302: 273–275.
- Gong D Y, Wang W S. 1999. Definition of Antarctic oscillation index [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (4): 459–462.
- 龚道溢, 王绍武. 1998. 南极涛动 [J]. 科学通报, 43 (3): 296–301. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 1998. Antarctic oscillation [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 43 (3): 296–301.
- 何金海, 李俊, 李永平. 1991. 澳大利亚冷空气活动影响东亚夏季风的过程—数值试验 [J]. 气象学报, 49 (2): 162–169. He Jinhai, Li Jun, Li Yongping. 1991. Numerical experiment with processes for effect of Australian cold air activity on East Asian summer monsoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 49 (2): 162–169.
- Huffman G J, Adler R F, Arkin P, et al. 1997. The Global Precipitation Climatology Project GPCP combined precipitation dataset [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (1): 5–20.
- Jin Xiangze, Zhang Xuehong, Zhou Tianjun. 1999. Fundamental framework and experiments of the Third Generation of IAP/LASG World Ocean General Circulation Model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16 (2): 197–215.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR40 year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471.
- Karoly D J. 1990. The role of transient eddies in low-frequency zonal variations of the Southern Hemisphere circulation [J]. *Tellus A*, 42 (1): 41–50.
- Karoly D J, Vincent D G. 1998. Meteorology of the Southern Hemisphere [M]. Boston: American Meteorology Society.
- 李博, 周天军, 吴春强, 等. 2009. 大气环流模式和耦合模式模拟的降水—海温关系之比较 [J]. 大气科学, 33 (5): 1071–1086. Li Bo, Zhou Tianjun, Wu Chunqiang, et al. 2009. Relationship between rainfall and sea surface temperature simulated by LASG/IAP AGCM and CGCM [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (5): 1071–1086.
- Liu Hailong, Zhang Xuehong, Li Wei, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (5): 675–690.
- Meehl G A, Covey C, Delworth T, et al. 2007. The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88: 1383–1394.
- Miller R L, Schmidt G A, Shindell D T. 2006. Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: D18101, doi:10.1029/2005JD006323.
- Mitchell T D, Carter R T, Jones P D, et al. 2004. A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: The observed record (1901–2000) and 16 scenarios (2001–2100) [R]. Tyndall Center Working Paper No. 55.
- Moss R H, et al. 2008. Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies [R]. IPCC Expert Meeting Report, IPCC, Geneva.
- Moss R H, Edmonds J A, Hibbard K A, et al. 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment [J]. *Nature*, 46 (3): 747–756.
- Nan S L, Li J P. 2003. The relationship between the summer precipitation in the Yangtze River valley and the boreal spring Southern Hemisphere annular mode [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30(24): 2266, doi:10.1029/2003GL018381.
- Newton C W, Ed. 1972. Meteorology of the Southern Hemisphere: Meteorological Monograph [M] // Volume 13, Number 35. Boston, Mass, American Meteorological Society, 263pp.
- Oleson K W, Dai Y, Bonan G, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR Technical Note, NCAR/TN-461+STR.
- 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(4407): doi:10.1029/2002JD002670.
- Shindell D T, Schmidt G A. 2004. Southern Hemisphere climate response to ozone changes and greenhouse gas increases [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L18209, doi:10.1029/2004GL020724.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M] // Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. *Review of Monsoon Meteorology*. Oxford, UK: Oxford University Press, 353.
- Thompson D W J, Solomon S. 2002. Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change [J]. *Science*, 296: 895–899.
- Vertenstein M, Oleson K, Levis S. 2002. CLM2. 0 User's Guide [R]. National Center for Atmospheric Research, P. O. Box3000, Boulder, CO80307, U. S. A., 1–36.
- 吴波, 周天军, Li T. 2009. 植合模式 FGOALS_s 模拟的亚澳季风年际变率及 ENSO [J]. *大气科学*, 33 (2): 285–299. Wu B, Zhou T J, Li T, et al. 2009. Interannual variability of the Asian–Australia monsoon and ENSO simulated by an ocean–atmosphere coupled model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (2): 285–299.
- Wu G X, Liu H, Zhao Y C, et al. 1996. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 13 (1): 1–18.
- 薛峰, 王会军, 何金海. 2003. 马斯克林高压和澳大利亚高压的年际变化及其对东亚夏季风降水的影响 [J]. *科学通报*, 48 (3): 287–291. Xue Feng, Wang Huijun, He Jinhai. 2003. Interannual variability of Mascarene high and Australian high and their influence on summer rainfall over East Asia [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 48 (3): 287–291.
- Xue F, Wang H J, He J H. 2004. Interannual variability of Mascarene High and Australian High and their influence on East Asian Summer Monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (4): 1173–1186.
- 薛峰, 何卷雄. 2005. 南半球环流变化对西太平洋副高东西振荡的影响 [J]. *科学通报*, 50 (15): 1660–1662. Xue Feng, He Juanxiong. 2005. Influence of the southern hemispheric circulation on east-west oscillation of the western subtropical high [J]. *Chinese Science Bulletin (in Chinese)*, 50 (15): 1660–1662.
- Yin J H. 2005. A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32: L18701, doi:10.1029/2005GL023684.
- Zhou Tianjun, and 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.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005a. 基于 LASG/ IAP 大气环流谱模式的气候系统模式 [J]. *气象学报*, 63 (5): 702–715. Zhou Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. 2005a. The climate system model FGOALS_s using LASG/IAP special AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 702–715.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005b. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS_s [M]. 北京: 气象出版社, 288pp. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Wang Zaizhi, et al. 2005b. The Atmospheric General Circulation Model SAMIL and the Associated Coupled Model FGOALS_s (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 288pp.
- Zhou T, Yu Y, Liu H, et al. 2007. Progress in the development and application of climate ocean models and ocean–atmosphere coupled models in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24(6), 729–738.
- Zhou T J, Yu R C, 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 T, Song F, Chen X. 2013. Historical evolutions of global and regional surface air temperature simulated by FGOALS-s2 and FGOALS-g2: How reliable are the model results? [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, doi:10.1007/s00376-013-2205-1