

周波涛. 全球变暖背景下春季 Hadley 环流与东亚夏季风环流年际对应关系的多模式预估. 地球物理学报, 2012, 55(11): 3517-3526, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.11.001.

Zhou B T. Multi-model projection of the interannual relationship between spring Hadley circulation and East Asian summer circulation under global warming. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2012, 55(11): 3517-3526, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.11.001.

全球变暖背景下春季 Hadley 环流与东亚夏季风环流年际对应关系的多模式预估

周波涛^{1,2}

1 国家气候中心, 北京 100081

2 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029

摘 要 观测事实揭示, 春季 Hadley 环流在年际时间尺度上与东亚夏季风环流和降水具有密切联系. 在未来全球变暖背景下, 春季 Hadley 环流与东亚夏季风环流和降水的这种年际关系是否会发生变化? 针对该问题, 本文在评估的基础上选取五个气候模式, 分析了 A1B 排放情景下春季北半球 Hadley 环流年际变率的未来变化及其与东亚夏季风环流和降水的年际关系. 多模式集合 (MME) 预估结果表明, 在全球变暖背景下, 与 20 世纪末期 (1970—1999 年) 相比, 到 21 世纪末期 (2070—2099 年), 春季北半球 Hadley 环流的年际变率强度将减弱, 减弱幅度达 32%. 随着春季 Hadley 环流年际变率的减弱, 其与夏季西太平洋副热带高压和东亚夏季风强度的联系将变弱. MME 模拟结果还显示, 春季 Hadley 环流与夏季东亚西风急流和降水的关系也降低, 但各单个模式间存在较大差异.

关键词 Hadley 环流, 东亚夏季风环流, 年际变率, 预估

doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.11.001

中图分类号 P467

收稿日期 2011-09-07, 2012-11-03 收修定稿

Multi-model projection of the interannual relationship between spring Hadley circulation and East Asian summer circulation under global warming

ZHOU Bo-Tao^{1,2}

1 National Climate Center, Beijing 100081, China

2 Nansen-Zhu International Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

Abstract Observations indicate that spring Hadley circulation is tightly linked to East Asian summer circulations and precipitation on the interannual timescale. Whether does such a relationship as in the observation tend to change under the background of global warming in the future? To answer this question, five climate models (GFDL_CM2_0, GFDL_CM2_1, IAP_FGOALS_1.0g, NCAR_CCSM, UKMO_HADCM3), which can well reproduce the observed interannual variability of spring Hadley circulation in the Northern Hemisphere and its linkage to East Asian summer atmospheric circulations and precipitation are firstly chosen based on overall assessment of models' simulation ability. Then, the potential change of the interannual variability

基金项目 国家自然科学基金项目 (40805029, 41275078), 国家重点基础研究发展计划项目 (2009CB421407) 和公益性行业 (气象) 科研专项 (GYHY200906018) 资助.

作者简介 周波涛, 男, 1979 年生, 湖北仙桃人, 博士, 主要从事气候变化及古气候模拟研究. E-mail: zhoubt@cma.gov.cn

of spring Hadley circulation and its interannual connection with East Asian summer circulations and precipitation under the A1B scenario are projected by using the outputs of these five climate models. To facilitate quantitative estimation of their change, five indices are exploited in this study. The Northern Hemispheric Hadley circulation index (HCI) is defined as the maximum value of the zonal mean mass stream function occurring within the latitudinal zone of 0° – 30° N, and the western Pacific subtropical high index (WPSHI) as the 850 hPa geopotential height anomalies averaged over the region (10° N– 30° N, 110° E– 150° E). The difference of zonal wind anomalies at 850 hPa between the region (10° N– 20° N, 100° E– 150° E) and (25° N– 35° N, 100° E– 150° E) and that at 200 hPa between the region (25° N– 35° N, 80° E– 150° E) and (40° N– 50° N, 80° E– 150° E) are used to define the East Asian summer monsoon index (EASMI) and the East Asian Jet index (EAJI), respectively. The East Asian rainfall index is represented by mean precipitation over the region (27° N– 32° N, 110° E– 130° E). The multi-model ensemble (MME) results show that the interannual variability of the Northern Hemispheric Hadley circulation in spring tends to decrease by 23% in the late 21st century (2070–2099) compared to the late 20th century (1970–1999). Concurrent with the decreased interannual variability of spring Hadley circulation, its linkage to summer western Pacific subtropical high and East Asian summer monsoon is also projected to be weakened. The correlation coefficients between spring HCI and summer WPSHI (EASMI) decrease from 0.44 (–0.46) in the late 20th century to 0.19 (–0.15) in the late 21st century. Such a change can be simulated consistently by individual models. In addition, the MME results suggest that the association of spring Hadley circulation with summer East Asian jet and precipitation will also be weakened. However, there are discrepancies in the change of their relationship between individual models.

Keywords Hadley circulation, East Asian summer monsoon circulation, Interannual variability, Projection

1 引 言

平均经圈环流在维持地球气候系统能量平衡方面起着重要作用。其中,以 Hadley 环流的作用尤为重要。Hadley 环流通过角动量,水汽和能量输送,联系着全球大气环流变化,它的年际变动不仅影响着低纬大气活动,还可造成高纬度的气候出现异常^[1-7]。例如,Bjerknes^[1]指出,强的 Hadley 环流可以将低纬的西风角动量带到中纬度地区从而使中纬度西风加强。周波涛等^[3]发现 Hadley 环流与北太平洋涛动之间存在显著的同位相变化关系。Chang^[4]和 Hou^[5]的研究揭示, Hadley 环流异常增强可以导致冬季热带外温度显著增加。它还可通过东亚-北太平洋-北美遥相关波列影响白令海区域大气环流和海冰面积的变化^[7]。

东亚地跨中、低纬度,因此,东亚气候既受中高纬环流系统的影响^[8-9],也受热带环流系统的影响。Li^[10]的研究表明,当 Hadley 环流偏强时,东亚锋区

位置偏北,不利于东亚地区冷涌向南爆发。周波涛等人^[11-12]基于观测资料分析和数值模拟研究,发现春季 Hadley 环流强度的年际变化对东亚夏季风环流和降水具有显著影响。当春季 Hadley 环流偏强(弱)时,随后夏季西太平洋副热带高压位置偏西偏南(偏东偏北),东亚西风急流位置偏南(北),我国长江流域降水偏多(少)。春季 Hadley 环流的变化也可影响台风盛期西北太平洋热带气旋活动异常^[13-14]。

近几十年来,全球气候正经历着以变暖为显著特征的变化。在全球变暖背景下, Hadley 环流的强度和位置也发生了明显变化。研究结果表明,近半个世纪以来,北半球冬季 Hadley 环流强度明显加强^[15-17]。Kobayashi 和 Maeda^[18]还发现,3—4 月的北半球 Hadley 环流以及 9—10 月的南半球 Hadley 环流也在增强。此外, Hadley 环流还呈现向极地方向扩张的趋势^[19-20]。关于 Hadley 环流的未来可能变化,一些预估研究结果显示,在 A1B 和 A2 排放情景下,到 21 世纪末期 Hadley 环流将减弱并向极地方向扩展^[21-22]。已有的这些研究成果有助于我们

认识 Hadley 环流的未来演变状况。

如前所述,在当今气候背景下,春季 Hadley 环流的年际变化对后期东亚夏季风环流和降水具有显著影响^[11-12],那么,在未来全球变暖背景下,随着 Hadley 环流的减弱,它们之间的联系是依然存在还是将发生变化?这个问题目前尚不清楚,而对该问题的讨论有助于深入理解热带大气环流的年际变化规律及其异常对东亚季风气候的未来影响.因此,值得作进一步研究.所以,本文以 Hadley 环流的年际变化为出发点,利用气候系统模式的模拟结果,探讨未来全球变暖背景下 Hadley 环流的年际变化及其与东亚夏季风环流和降水的年际关系.

2 资料和方法

本文分析所用的资料包括 20 世纪气候模拟试验(20C3M)和具有代表性的中等排放情景(SRES A1B)模拟试验的模式数据.关于模式和模拟试验的详细信息可参见 <http://www-pcmdi.llnl.gov/>.为评估气候系统模式对当代气候背景下 Hadley 环流的年际变率及其与东亚夏季风环流系统年际关系的模拟能力,文中还使用了 1970—1999 年的 NCEP/NCAR 再分析资料中的月平均风场和位势高度场以及美国气候预测中心(CPC)提供的月降水数据,以此作为观测并与模式模拟结果作对比分析.由于各个模式的水平分辨率不同,为了便于比较,本文将所有模拟数据插值到 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 分辨率的规则网格上.

本文旨在探讨年际尺度上 Hadley 环流的变化及其与东亚夏季风环流和降水的对应关系,因此,我们分别选取两模拟试验中的 30 年平均作为气候态进行分析,并在分析前滤去所有物理变量的线性趋势.其中,20C3M 分析时段取为 1970—1999 年,A1B 分析时段取为 2070—2099 年.文中春季(MAM)指 3—5 月平均,夏季(JJA)指 6—8 月平均.在全面评估的基础上,我们选取模式模拟结果与观测结果相一致的五个模式(GFDL_CM2_0,GFDL_CM2_1,IAP_FGOALS_1.0g,NCAR_CCSM,UKMO_HADCM3)进行预估分析,各模式的模拟能力详见后文.由于多模式集合(MME)方法可以减小单模式模拟的不确定性和模式间的离差,所以该方法在气候模式模拟预估分析中被广泛应用^[23].因此,本文在随后的分析中采用了 MME 方法,并选取上述五个模式的算术平均作为 MME 组合.

本文采用标准方差表示年际变率的强度.为定

量描述 Hadley 环流强度的变化,本文采用 Oort 和 Yienger^[24]的定义,选取 0° — 30° N 区域里最大质量流函数值作为北半球 Hadley 环流强度指数(HCI).HCI 值越大表示 Hadley 环流越强.西太平洋副热带高压指数(WPSHI)定义为(10° N— 30° N, 110° E— 150° E)区域平均的 850 hPa 位势高度距平^[25].东亚夏季风指数(EASMI)定义为东亚热带季风槽区(10° N— 20° N, 100° E— 150° E)与东亚副热带地区(25° N— 35° N, 100° E— 150° E)平均的 850 hPa 纬向风距平差^[26].EASMI 数值越大表示东亚夏季风越强.东亚高空西风急流指数(EAJI)定义为(25° N— 35° N, 80° E— 150° E)与(40° N— 50° N, 80° E— 150° E)区域平均的 200 hPa 纬向风距平差.正(负)EAJI 值表示东亚西风急流位置偏南(北).东亚降水指数(EARI)定义为(27° N— 32° N, 110° E— 130° E)区域平均的降水量.

3 Hadley 环流的年际变率

3.1 Hadley 环流年际变率的模拟评估

为更好地预估 Hadley 环流年际变率的未来变化,我们首先评估气候模式对 Hadley 环流年际变率的模拟能力.图 1 为观测和 20C3M 试验多模式集合(MME)揭示的春季平均经圈环流的标准方差空间分布.观测结果(图 1a)显示,春季 Hadley 环流的年际变率中心位于 0° — 10° N 区域,最大的标准方差超过 $1.2 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$.20C3M 中 MME 模拟的 Hadley 环流年际变率的空间分布(图 1b)总体上与观测结果相一致,尽管模拟的年际变率强度要比观测值偏强.

表 1 进一步给出了观测和模式模拟的春季 HCI 的标准方差.1970—1999 年间,观测的春季

表 1 春季 HCI 的标准方差(单位: $10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$)

Table 1 Interannual standard deviations (in $10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$) of spring HCI

模式	HCI	
	20C3M (1970—1999 年)	A1B (2070—2099 年)
GFDL_CM2_0	1.23	0.70
GFDL_CM2_1	1.82	0.83
IAP_FGOALS_1.0g	0.76	0.68
NCAR_CCSM	1.31	1.10
UKMO_HADCM3	1.56	1.22
观测	0.96	
MME	1.34	0.91

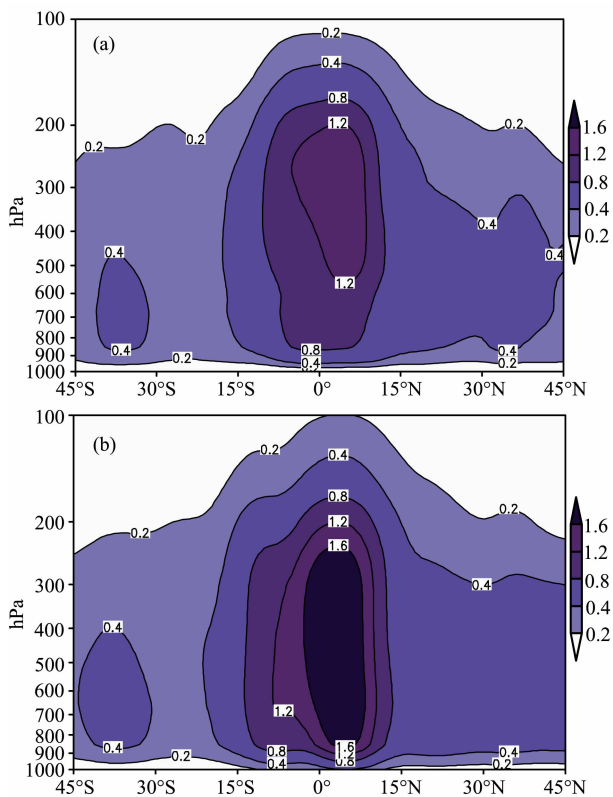


图1 春季平均经圈环流的标准方差(单位: $10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) 观测资料;(b) 20C3M MME.

Fig. 1 Interannual standard deviations of spring mean meridional circulation (in $10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a) Observation; (b) 20C3M MME.

HCI 的标准方差为 $0.96 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$, MME 模拟的春季 HCI 标准方差为 $1.34 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$, 略强于观测值. 这与图 1 揭示的结论相吻合. 从单个模式模拟情况来看, 模拟的春季 HCI 标准方差在 $0.76 \times 10^{10} \sim 1.82 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间变化. 除模式 IAP_FGOALS_1.0g 的模拟值低于观测值之外, 其余四个模式的模拟值均比观测值偏大, 其中以模式 GFDL_CM2_1 最大.

3.2 Hadley 环流年际变率的未来变化预估

图 2 为 MME 模拟的 21 世纪末期(2070—2099 年)春季平均经圈环流的标准方差与 20 世纪末期(1970—1999 年)的差异. 由图可见, $0^{\circ} \sim 10^{\circ} \text{N}$ 区域呈现显著的负差异, 最大差值为 $-0.6 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$. 这种异常特征表明, 相对于 1970—1999 年, 到 21 世纪末期(2070—2099 年)春季 Hadley 环流的年际变率强度将减弱.

表 1 给出了 A1B 情景下春季 HCI 的标准方差. 由表 1 可见, 五个模式模拟的春季 HCI 的标准方差在 21 世纪末期均呈减小的趋势, 减弱幅度在 $-0.08 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ (IAP_FGOALS_1.0g) ~

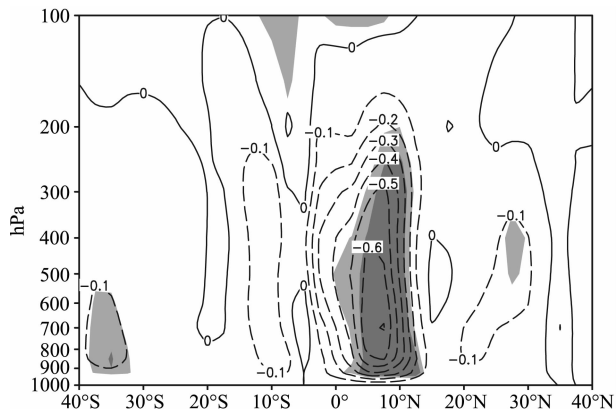


图2 MME 模拟的 A1B 情景下春季平均经圈环流的标准方差(单位: $10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$)与 20C3M 的差异深(浅)阴影表示通过 95%(90%)信度.

Fig. 2 MME results of changes in interannual standard deviations of spring mean meridional circulation (in $10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$) between A1B and 20C3M simulations Heavy (Light) shadings indicate areas above the 95%(90%) significance level.

$-0.99 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ (GFDL_CM2_1) 间变化. MME 模拟结果显示, 春季 HCI 的标准方差由 20 世纪末期的 $1.34 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$ 下降到 21 世纪末期的 $0.91 \times 10^{10} \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$, 强度减弱 32% (通过 95% 信度的 F 检验). 因此, 在 A1B 排放情景下, 随着全球变暖, 21 世纪后 30 年春季 Hadley 环流的年际变率强度与 20 世纪后 30 年相比将会变弱.

4 春季 Hadley 环流与东亚夏季风环流的年际关系

4.1 20C3M 模拟评估

研究结果^[11-12]表明, 在当今气候背景下, 春季 Hadley 环流异常在年际时间尺度上与东亚夏季风环流和降水变化之间存在显著联系. 春季 Hadley 环流通过影响西太平洋副热带高压和东亚高空西风急流两大关键系统进而影响东亚夏季降水. 因此, 接下来将重点评估 20C3M 中气候系统模式对 Hadley 环流与东亚夏季风环流和降水关系的模拟能力, 主要包括对春季 Hadley 环流与东亚夏季 850 hPa 高度场和水平风场、200 hPa 纬向风以及降水之间关系的模拟.

图 3a 为观测资料揭示的春季 HCI 与夏季 850 hPa 位势高度场的相关分布. 可见, 太平洋区域 30°N 以南为显著的正相关, 30°N 以北为负相关. 与此相对应, 850 hPa 风场上则表现为: 30°N 以南的太平洋地

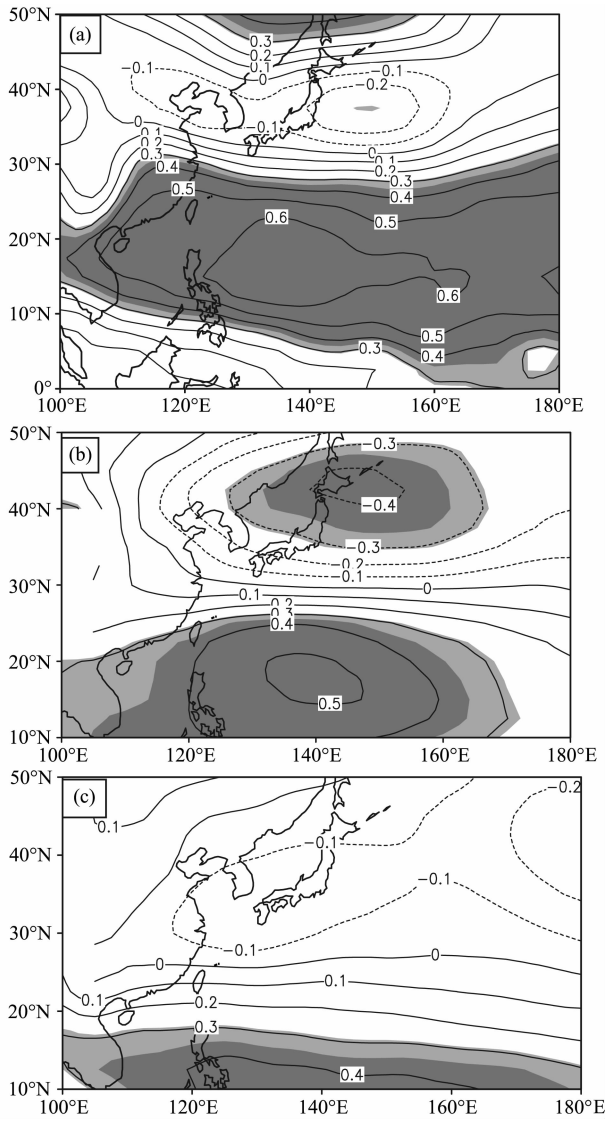


图3 春季 HCI 与夏季 850 hPa 位势高度的相关
(a) 观测资料; (b) 20C3M MME; (c) A1B MME. 深(浅)阴影表示通过 95% (90%) 信度。

Fig. 3 Correlations between spring HCI and summer geopotential height at 850 hPa

(a) Observation data; (b) MME results of 20C3M simulations; (c) MME results of A1B simulations. Heavy (Light) shadings indicate areas above the 95% (90%) significance level.

区为异常的反气旋型环流控制, 东亚热带季风槽区为东风异常, 梅雨锋区为西风异常(图 4a)。这种环流特征指示东亚夏季风偏弱, 西太平洋副热带高压偏南^[26]。图 3b 和 4b 分别为 20C3M MME 模拟的春季 HCI 与夏季 850 hPa 位势高度和水平风场的相关分布。由图可见, 相关系数的空间分布特征与图 3a 和 4a 揭示的特征相似。观测中位势高度场上“南正北负”的特征以及水平风场上 30°N 以南的异常反气旋型环流均能在 MME 中得到再现, 说明 MME 对春季 Hadley 环流与夏季东亚低层大气环

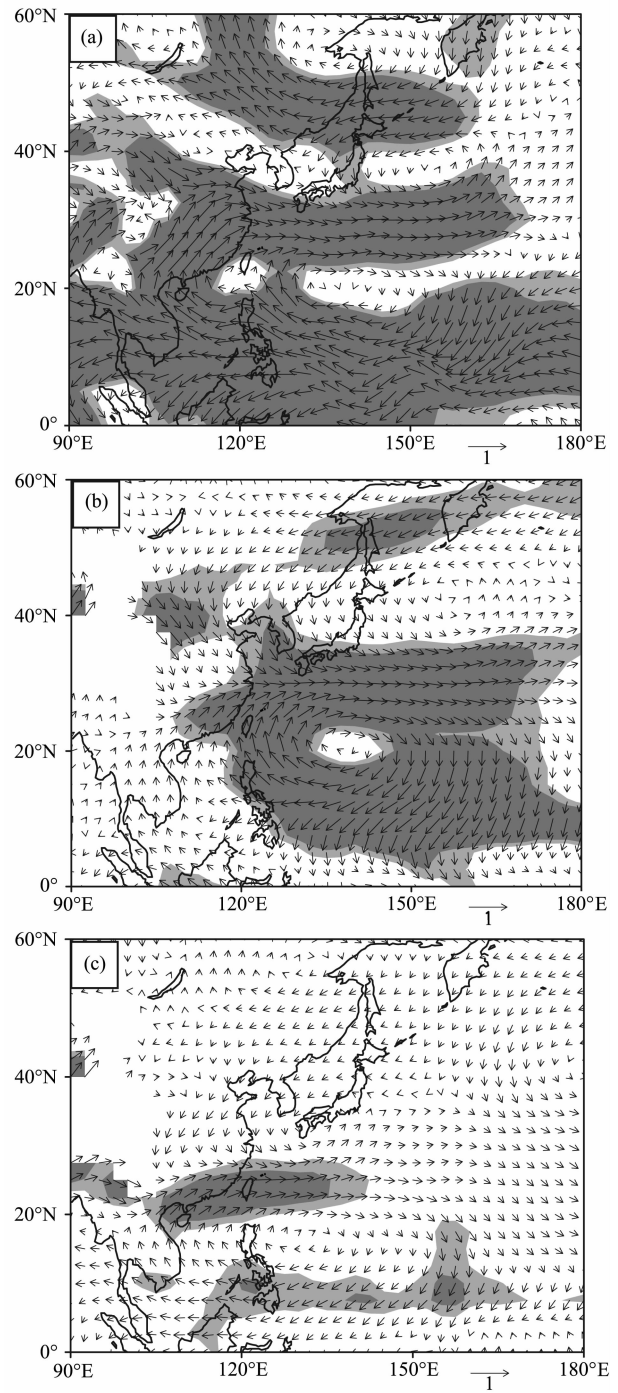


图4 同图3, 但为春季 HCI 与夏季 850 hPa 水平风场的相关
Fig. 4 Same as in Fig. 3, but for correlations between spring HCI and summer horizontal winds at 850 hPa

流系统的关系有很好的模拟能力。

指数之间的相关同样支持上述结论。由表 2 可见, 观测资料显示, 春季 HCI 和夏季 WPSHI 为显著的正相关, 相关系数为 0.62, 通过 99% 信度。20C3M 中, MME 的结果同样显示两者之间为显著的正相关, 相关系数为 0.44(通过 95% 信度)。对单个模式而言, 五个模式都能模拟出春季 HCI 与夏季

表 2 春季 HCI 和夏季 WPSHI 的相关系数

Table 2 Correlation coefficients between spring HCI and summer WPSHI

模式	HCI-WPSHI	
	20C3M (1970—1999 年)	A1B (2070—2099 年)
GFDL_CM2_0	0.64	0.17
GFDL_CM2_1	0.68	0.38
IAP_FGOALS_1.0g	0.49	0.24
NCAR_CCSM	0.15	-0.03
UKMO_HADCM3	0.25	0.21
观测	0.62	
MME	0.44	0.19

表 3 春季 HCI 和夏季 EASMI 的相关系数

Table 3 Correlation coefficients between spring HCI and summer EASMI

模式	HCI-EASMI	
	20C3M (1970—1999 年)	A1B (2070—2099 年)
GFDL_CM2_0	-0.66	-0.19
GFDL_CM2_1	-0.58	-0.40
IAP_FGOALS_1.0g	-0.60	-0.12
NCAR_CCSM	-0.27	0.02
UKMO_HADCM3	-0.18	-0.09
观测	-0.66	
MME	-0.46	-0.15

WPSHI 间的正相关关系, 相关系数的波动范围为 0.15~0.68. 而且, GFDL_CM2_0 和 GFDL_CM2_1 两个模式模拟的相关系数值与观测值相近, 分别为 0.64 和 0.68(通过 99% 信度). 同样, 20C3M MME 揭示的春季 HCI 与 EASMI 的相关也与观测相一致(表 3). 在观测中, 春季 HCI 和 EASMI 的相关系数为 -0.66, 超过 99% 信度. 在 20C3M 中, MME 模拟的相关系数为 -0.46, 通过 95% 信度. 五个模式均模拟出这种负相关关系(相关系数变化范围为 -0.18~-0.66), 其中三个模式(GFDL_CM2_0, GFDL_CM2_1, IAP_FGOALS_1.0g)的模拟值超过 99% 信度.

图 5a 为观测资料揭示的春季 HCI 与夏季 200 hPa 纬向风的相关分布. 由图可见, 40°N 南北两侧分别为正相关和负相关, 表明春季 Hadley 环流偏强时, 夏季 40°N 南北两侧分别出现西风异常和东风异常, 东亚西风急流位置偏南. 20C3M MME 模拟的春季 HCI 与夏季 200 hPa 纬向风的相关分布(图 5b)

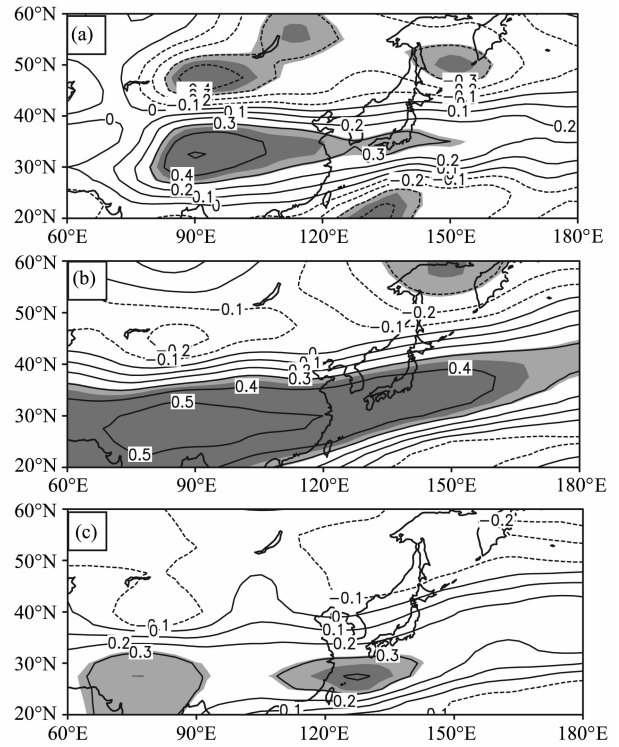


图 5 同图 3, 但为春季 HCI 与夏季 200 hPa 纬向风的相关
Fig. 5 Same as in Fig. 3, but for correlations between spring HCI and summer zonal winds at 200 hPa

表 4 春季 HCI 和夏季 EAJI 的相关系数

Table 4 Correlation coefficients between spring HCI and summer EAJI

模式	HCI-EAJI	
	20C3M (1970—1999 年)	A1B (2070—2099 年)
GFDL_CM2_0	0.57	0.05
GFDL_CM2_1	0.45	0.28
IAP_FGOALS_1.0g	0.54	0.27
NCAR_CCSM	0.14	0.25
UKMO_HADCM3	0.42	0.47
观测	0.37	
MME	0.42	0.26

与图 5a 相一致, 40°N 南北两侧同样分别为正相关和负相关. 表 4 给出了春季 HCI 与夏季 EAJI 的指数相关. 观测揭示, 春季 HCI 与夏季 EAJI 为显著的正相关, 相关系数为 0.37, 通过 95% 信度. 在 20C3M 中, MME 模拟的相关系数为 0.42, 同样通过 95% 信度. 除模式 NCAR_CCSM(相关系数为 0.14)外, 其它四个模式均能模拟出显著的正相关(通过 95% 信度).

图 6a 为春季 HCI 与夏季降水的相关分布. 可见, 长江流域为显著的正相关, 该结果与利用中国台

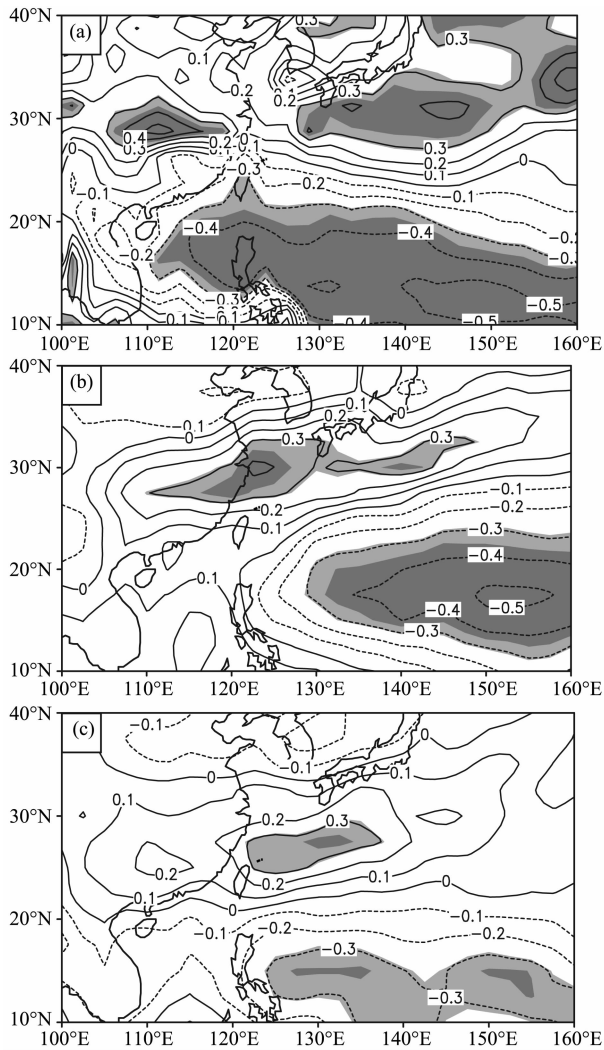


图 6 同图 3, 但为春季 HCI 与夏季降水的相关

Fig. 6 Same as in Fig. 3, but for correlations between spring HCI and summer precipitation

站降水所得的结果^[11]相一致。日本附近一带也为正相关。另外,在热带太平洋区域为显著的负相关。这种分布特征在 20C3M MME 模拟(图 6b)中同样可以得到较好体现,尽管在显著性范围方面有所缩小。由表 5 也可以看到,观测和 20C3M MME 揭示的春季 HCI 与夏季 EARI 的相关关系较为一致。在观测中,两者间的相关系数为 0.42,通过 95% 信度;在 20C3M MME 中,相关系数为 0.40,同样通过 95% 信度。不过,单模式模拟的相关系数值波动范围较大,其变化范围为 0.08(UKMO_HADCM3)~0.70(IAP_FGOALS_1.0g)。

4.2 Hadley 环流与东亚夏季风环流关系的未来预估

从上述分析可知,MME 能够合理地模拟出 1970—1999 年间春季 Hadley 环流与夏季东亚大气

表 5 春季 HCI 和夏季 EARI 的相关系数

Table 5 Correlation coefficients between spring HCI and summer EARI

模式	HCI-EARI	
	20C3M (1970—1999 年)	A1B (2070—2099 年)
GFDL_CM2_0	0.62	-0.14
GFDL_CM2_1	0.44	0.44
IAP_FGOALS_1.0g	0.70	0.55
NCAR_CCSM	0.16	0.39
UKMO_HADCM3	0.08	0.01
观测	0.42	
MME	0.40	0.25

环流(西太平洋副热带高压、东亚夏季风、西风急流)和降水的年际关系。因此,接下来将利用 MME 模拟结果,分析 A1B 情景下春季 Hadley 环流与东亚夏季风环流和降水年际关系的可能变化。图 3c—6c 分别为 A1B 情景下 21 世纪末期春季 HCI 与夏季 850 hPa 位势高度场、850 hPa 水平风场、200 hPa 纬向风以及降水的相关分布。总体而言,A1B MME 模拟的相关系数空间分布与 20C3M MME 模拟的大体一样,但相关系数和相关范围明显减小。

从指数相关来看,五个模式均预估出 A1B 情景下春季 HCI 与夏季 WPSHI(表 2)和 EASMI(表 3)的相关将减弱。MME 结果表明,春季 HCI 与夏季 WPSHI(EASMI)的相关系数由 20C3M 的 0.44(-0.46)下降到 A1B 的 0.19(-0.15)。也就是说,在 20 世纪末期,春季 HCI 可解释 WPSHI(EASMI)变化方差的 19.4%(21%),但到 21 世纪末期,其解释方差仅占 3.6%(2.3%)。如果将每个模式的相关系数作为一个独立样本进行 t 检验可以发现,A1B 情景下春季 HCI 与夏季 WPSHI(EASMI)的相关性减弱显著,通过 90%(95%)信度。因此,与 20 世纪末期相比,春季 HCI 与夏季 WPSHI(EASMI)的联系在 21 世纪末期将会减弱。

表 4 给出了 A1B 情景下春季 HCI 与夏季 EAJI 的相关系数。三个模式(GFDL_CM2_0,GFDL_CM2_1,IAP_FGOALS_1.0g)的模拟结果显示,21 世纪末期春季 HCI 与夏季 EAJI 的相关明显减小,另两个模式(NCAR_CCSM,UKMO_HADCM3)模拟的相关略微增大。MME 预估结果表明,A1B 情景下春季 HCI 与夏季 EAJI 的相关减弱,相关系数由 20C3M 时的 0.42 下降到 0.26。

关于春季 HCI 与夏季 EARI 关系的未来变化,

MME 同样预估两者之间的关系将减弱(相关系数由 20C3M 时的 0.40 下降到 A1B 的 0.25). 不过, 各模式之间存在很大差异. 三个模式(GFDL_CM2_0, IAP_FGOALS_1.0g, UKMO_HADCM3)模拟的相关值减小, 一个模式(NCAR_CCSM)模拟的相关值变大, 一个模式(GFDL_CM2_1)模拟的相关值不变, 说明春季 Hadley 环流与东亚夏季降水关系的预估存在很大的不确定性.

5 结论和讨论

利用五个气候系统模式对现代气候背景(20C3M)和未来温室气体排放情景(A1B)的模拟结果, 并结合观测资料, 评估了模式对春季 Hadley 环流年际变率及其与东亚夏季风环流和降水关系的模拟效能, 并在此基础上预估了 A1B 情景下 Hadley 环流年际变率的未来演变及其与东亚夏季风环流和降水的关系.

MME 预估结果表明, 在 A1B 排放情景下, 到 21 世纪末期(2070—2099 年)春季 Hadley 环流强度的年际变率将减弱. 与 20 世纪末期(1970—1999 年)相比, 春季 HCI 的年际变率强度可减弱 32% (通过 95% 信度的 F 检验). 一些研究指出^[27-28], 静力稳定度对 Hadley 环流变化具有显著影响. 静力稳定度增加(减小)时, Hadley 环流强度减弱(加强). 因此, A1B 情景下副热带地区静力稳定度的增加^[29]可能是造成未来 Hadley 环流减弱的一个原因. 另外, 在未来变暖背景下, 平流层臭氧含量的恢复^[30]也可造成 Hadley 环流减弱. 当然, Hadley 环流的变化可能还受其它因素的影响, 还有待今后进一步研究.

随着春季 Hadley 环流年际变率的减弱, 其与夏季西太平洋副热带高压和东亚夏季风强度的年际对应关系也相应减弱. 其中, 春季 HCI 与夏季 WPSHI 的相关系数由 20 世纪末期的 0.44 减弱至 21 世纪末期的 0.19, 与夏季 EASMI 的相关系数由 20 世纪末期的 -0.46 下降到 -0.15, 这种减弱分别通过 90% 和 95% 信度, 而且五个模式的模拟结果相一致. 此外, MME 预估结果还表明, 春季 HCI 与夏季东亚西风急流和降水的年际关系在 21 世纪末期也减弱. 其中, 春季 HCI 与夏季 EAJI 的相关系数由 20 世纪末期的 0.42 下降到 0.26, 与夏季 EAR1 的相关系数由 20 世纪末期的 0.40 下降到 0.25. 不过, 各个单模式之间存在较大差异.

春季 Hadley 环流与东亚夏季大气环流关系的减弱可能缘于春季 Hadley 环流与印度洋 SST 的耦合作用变弱. 观测研究结果^[11]表明, 印度洋海温(SST)在春季 Hadley 环流与东亚夏季大气环流的联系中起着重要的纽带作用. 春季强 Hadley 环流可以通过激发印度洋 SST 正异常引起东亚夏季环流异常. 从 20C3M MME 模拟的春季 HCI 与夏季 SST 的相关分布(图 7a)可见, 20 世纪末期, 20°S 以北的印度洋区域为显著的正相关, MME 模拟结果与观测^[11]相一致. 但是, 在 A1B 情景下, 到 21 世纪末期, 印度洋区域的正相关无论从显著范围还是相关系数值都明显减小(图 7b), 亦即, 春季 Hadley 环流与印度洋 SST 的联系减弱, 从而使得春季 Hadley 环流与夏季东亚大气环流的关系变弱.

本文的结论反映的是当前全球气候系统模

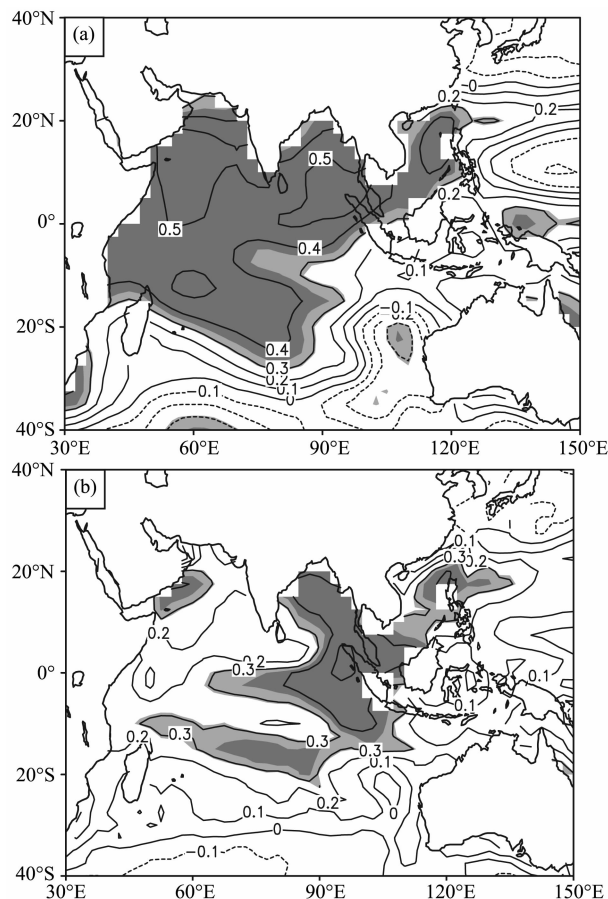


图 7 春季 HCI 与夏季海温的相关

(a) 20C3M MME; (b) A1B MME. 深(浅)阴影表示通过 95% (90%) 信度.

Fig. 7 Correlations between spring HCI and summer sea surface temperature

(a) MME results of 20C3M simulations; (b) MME results of A1B simulations. Heavy (Light) shadings indicate areas above the 95% (90%) significance level.

式对 A1B 情景下未来 Hadley 环流年际变化及其与东亚夏季风环流系统之间关系的一种可能估计。由于排放情景本身存在不确定性,因此未来的预估结果也存在较大的不确定性。同时,就目前的水平而言,模式尚有不确定性,这也会给所得的结论带来不确定性,因此,亟需进一步改进和完善气候模式。

参考文献(References)

- [1] Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 1969, 97(3): 163-172.
- [2] Oort A H, Peixoto J P. Global angular momentum and energy balance requirements from observations. *Adv. Geophys.*, 1983, 25: 355-490.
- [3] 周波涛, 王会军, 崔绚. Hadley 环流与北太平洋涛动的显著关系. *地球物理学报*, 2008, 51(4): 999-1006.
Zhou B T, Wang H J, Cui X. Significant relationship between Hadley circulation and North Pacific oscillation. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(4): 999-1006.
- [4] Chang E K M. The influence of Hadley circulation intensity changes on extratropical climate in an idealized model. *J. Atmos. Sci.*, 1995, 52(11): 2006-2024.
- [5] Hou A Y. Hadley circulation as a modulator of the extratropical climate. *J. Atmos. Sci.*, 1998, 55(14): 2437-2457.
- [6] Wang C Z. Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern Oscillation. *J. Clim.*, 2002, 15(4): 399-419.
- [7] 周波涛, 王会军. Hadley 环流变化与白令海海冰异常的关系. *科学通报*, 2007, 52(18): 2194-2198.
Zhou B T, Wang H J. Relationship between Hadley circulation and sea ice extent in the Bering Sea. *Chinese Sci. Bull.*, 2008, 53(3): 444-449.
- [8] 范可. 南半球环流异常与长江中下游夏季旱涝的关系. *地球物理学报*, 2006, 49(3): 672-679.
Fan K. Atmospheric circulation anomalies in the Southern Hemisphere and summer rainfall over Yangtze River Valley. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(3): 672-679.
- [9] 范可, 王会军, Choi Y J. 一个长江中下游夏季降水的物理统计预测模型. *科学通报*, 2007, 52(24): 2900-2905.
Fan K, Wang H J, Choi Y J. A physically-based statistical forecast model for the middle-lower reaches of the Yangtze Valley summer rainfall. *Chinese Sci. Bull.*, 2008, 53(4): 602-609.
- [10] Li C Y. Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events. *Adv. Atmos. Sci.*, 1990, 7(1): 36-46.
- [11] Zhou B T, Wang H J. Relationship between the boreal spring Hadley circulation and the summer precipitation in the Yangtze River valley. *J. Geophys. Res.*, 2006, 111: D16109, doi: 10.1029/2005JD007006.
- [12] 周波涛, 崔绚. 春季 Hadley 环流与长江流域夏季降水关系的数值模拟. *气候与环境研究*, 2008, 13(2): 182-188.
Zhou B T, Cui X. Modeling the relationship between spring Hadley circulation and the summer precipitation in the Yangtze River valley. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2008, 13(2): 182-188.
- [13] Zhou B T, Cui X. Hadley circulation signal in the tropical cyclone frequency over the western North Pacific. *J. Geophys. Res.*, 2008, 113: D16107, doi: 10.1029/2007JD009156.
- [14] 周波涛, 崔绚. Hadley 环流异常对夏季西北太平洋热带气旋频数影响的数值模拟试验. *地球物理学报*, 2009, 52(12): 2958-2963.
Zhou B T, Cui X. Modeling the influence of spring Hadley circulation on the summer tropical cyclone frequency in the western North Pacific. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2009, 52(12): 2958-2963.
- [15] Quan X W, Diaz H F, Hoerling M P. Change of the tropical Hadley cell since 1950. // Diaz H F, Bradley R S. *The Hadley Circulation: Past, Present, and Future*. New York: Cambridge University Press, 2004: 85-120.
- [16] Tanaka H L, Ishizaki N, Kitoh A. Trend and interannual variability of Walker, monsoon and Hadley circulations defined by velocity potential in the upper troposphere. *Tellus*, 2004, 56A(3): 250-269.
- [17] 周波涛, 王会军. Hadley 环流的年际和年代际变化特征及其与热带海温的关系. *地球物理学报*, 2006, 49(5): 1271-1278.
Zhou B T, Wang H J. Interannual and interdecadal variations of the Hadley circulation and its connection with tropical sea surface temperature. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2006, 49(5): 1271-1278.
- [18] Kobayashi C, Maeda S. Phase shift of the seasonal cycle in the Hadley Circulation in recent decades. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, 33: L22703, doi: 10.1029/2006GL027682.
- [19] Hu Y, Fu Q. Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979. *Atmos. Chem. Phys.*, 2007, 7: 5229-5236.
- [20] Seidel D J, Randel W J. Recent widening of the tropical belt: Evidence from tropopause observations. *J. Geophys. Res.*, 2007, 112: D20113, doi: 10.1029/2007JD008861.
- [21] Tanaka H L, Ishizaki N, Nohara D. Intercomparison of the intensities and trends of Hadley, Walker and monsoon circulations in the global warming projections. *SOLA*, 2005, 1: 77-80.
- [22] Lu J, Vecchi G A, Reichler T. Expansion of the Hadley cell under global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 2007, 34: L06805, doi: 10.1029/2006GL028443.
- [23] 姜大膀, 张颖, 孙建奇. 中国地区 1~3 °C 变暖的集合预估分析. *科学通报*, 2009, 54(24): 3870-3877.
Jiang D B, Zhang Y, Sun J Q. Ensemble projection of 1~3 °C warming in China. *Chinese Sci. Bull.*, 2009, 54(18): 3326-3334.
- [24] Oort A H, Yienger J J. Observed interannual variability in the Hadley circulation and its connection to ENSO. *J.*

- Clim.*, 1996, 9(11): 2751-2767.
- [25] Lu R Y. Interannual variability of the summertime North Pacific subtropical high and its relation to atmospheric convection over the warm pool. *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 2001, 79(3): 771-783.
- [26] 张庆云, 陶诗言, 陈烈庭. 东亚夏季风指数的年际变化与东亚大气环流. *气象学报*, 2003, 61(5): 559-567.
Zhang Q Y, Tao S Y, Chen L T. The interannual variability of East Asian summer monsoon indices and its association with the pattern of general circulation over East Asia. *Acta Meteorol. Sin.* (in Chinese), 2003, 61(5): 559-567.
- [27] Mitas C M, Clement A. Recent behavior of the Hadley cell and tropical thermodynamics in climate models and reanalyses. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, 33: L01810, doi: 10.1029/2005GL024406.
- [28] Gastineau G, Treut H L, Li L. Hadley circulation changes under global warming conditions indicated by coupled climate models. *Tellus*, 2008, 60(5): 863-884.
- [29] Frierson D M W. Robust increases in midlatitude static stability in simulations of global warming. *Geophys. Res. Lett.*, 2006, 33: L24816, doi: 10.1029/2006GL027504.
- [30] Eyring V, Waugh D W, Bodeker G E, et al. Multimodel projections of stratospheric ozone in the 21st century. *J. Geophys. Res.*, 2007, 112: D16303, doi: 10.1029/2006JD008332.

(本文编辑 何 燕)